



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Sociales

Escuela Profesional de Geografía

**Análisis del registro glaciar del cambio climático desde
la pequeña edad del hielo en el nevado Tunshu (11° S)
cordillera Occidental de los Andes Centrales**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Geógrafa

AUTOR

Katherine Cristina BRAVO LEYVA

ASESOR

Dr. Miguel Ángel COMECA CHUQUIPUL

Lima, Perú

2019



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Bravo, K. (2019). *Análisis del registro glaciar del cambio climático desde la pequeña edad del hielo en el nevado Tunshu (11° S) cordillera Occidental de los Andes Centrales*. Tesis para optar el título profesional de Geógrafa. Escuela Profesional de Geografía, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Vicerrectorado de Investigación y Posgrado

Dirección General de Biblioteca y Publicaciones



Dirección del Sistema de Bibliotecas y Biblioteca Central

"Año de la lucha contra la corrupción y la impunidad"

Hoja de metadatos complementarios

Código ORCID del autor (dato opcional): <https://orcid.org/0000-0001-5818-6213>

Código ORCID del asesor o asesores (dato obligatorio):

<https://orcid.org/0000-0001-9305-8428>

DNI del autor: 46830961

Grupo de investigación:

Institución que financia parcial o totalmente la investigación: Tesis realizada en el marco del Proyecto CIENCIACTIVA 144-2015

Ubicación geográfica donde se desarrolló la investigación. Debe incluir localidades y/o coordenadas geográficas: Departamento de Junín - Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas

Año o rango de años que la investigación abarcó: 2018 – 2019



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, DECANA DE AMÉRICA)

FACULTAD DE CIENCIAS SOCIALES
VICEDECANATO ACADEMICO

ACTA PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE GEÓGRAFA

En Lima a los once días del mes de noviembre del dos mil diecinueve, reunidos en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Sociales, bajo la presidencia del Geog. Luis Briceño Ampuero y con la asistencia de los miembros del Jurado y del Vicedecano Académico de la Facultad, se dio inicio a la sustentación de la Tesis presentada por la Bachiller **Katherine Cristina Bravo Leyva**, para optar el **TÍTULO PROFESIONAL DE GEÓGRAFA**, titulada:

"ANÁLISIS DEL REGISTRO GLACIAR DEL CAMBIO CLIMÁTICO DESDE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN EL NEVADO TUNSHU (11°S) CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES"

A continuación se formularon las preguntas y observaciones por parte de los miembros del Jurado. Luego de absueltas, el Jurado procedió a calificar la exposición de la Tesis obteniendo la nota:

16 - Dieciséis

El Jurado, de conformidad al Reglamento General de Grados y Títulos de la Facultad, acordó otorgar a la Bachiller **Katherine Cristina Bravo Leyva**, el **TÍTULO PROFESIONAL DE GEÓGRAFA** y para dar constancia se extendió la presente Acta y firmaron:

Geóg. Luis Briceño Ampuero
Presidente

Geóg. José Osejo Maury
Miembro

Geóg. Miguel Ernesto Alva Huayaney
Miembro

Dr. Miguel Ángel Comeca Chuquipul
Asesor

Dr. Francisco Felipe Quiroz
Vicedecano Académico



FQCH/cap

Tesis realizada en el marco del
Proyecto CIENCIACTIVA 144-2015



CIENCIACTIVA

Proyecto CRYOPERU 144-2015

Nunca midas la altura de una montaña hasta que no hayas llegado a la cumbre. Entonces verás que no era tan alta como pensabas.

Dag Hammarskjöld

*A mis queridos padres y
hermanos, por ser mi fuente de inspiración,
pero especialmente, por el apoyo incondicional brindado
en todo momento, desde que empecé a dedicarme al
campo de la Geografía, por comprender las veces que
salí de casa rumbo a explorar alguna montaña.*

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo de investigación es el resultado del intenso trabajo realizado entre campañas de campo como parte de los trabajos del proyecto CRYOPERU en los Andes Centrales Occidentales (Perú), que comprende exploraciones en el ámbito de la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas, y sus impresionantes nevados tales como el nevado Tunshu, Pariacaca, Colquepucro, Chuspi y Norma. Así como también durante las campañas de campo realizadas en la cordillera Blanca, en los nevados Artesonraju, Palcaraju, Vallunaraju, Quebrada Uta, Hualcán, Uruahsraju dentro del, Parque Nacional Huascarán.

De mi mayor consideración a la calidad de profesionales del Proyecto CRYOPERU – GA51 del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), por hacerme parte en esta iniciativa para el estudio de la Criosfera y Cambio Climático en los Andes Tropicales. Por su ímpetu en hacer ciencia en uno de los relieves más rudos como son las montañas de los Andes Peruanos.

Especialmente al Dr. José Úbeda Palenque, Ing. Ronal Concha Niño de Guzmán, y al Ing. Pool Vásquez Choque, grandes amigos y maestros, gracias a su constante permanencia, asesoramiento, y consejos motivaron el desarrollo del presente trabajo. Con quienes compartimos muchos días de campamento en las montañas antes mencionadas, siendo cada día un nuevo aprendizaje además de forman una hermandad entre el grupo multidisciplinario con el que se asisia a las salidas de campo. A todos ellos les agradezco infinitamente, porque en los días duros en la montaña se aprende el verdadero valor de la amistad.

Al Dr. Miguel Comeca Chuquipul, admirable maestro que guio el asesoramiento de la presente investigación enfocándola al campo de las ciencias geográficas. Le agradezco su dedicación y valiosos aportes.

A los miembros del jurado de corrección de tesis, los geógrafos José Osejo, Miguel Alva y Luis Briceño, les agradezco profundamente su tiempo y dedicación para presentar el documento final y ser parte del jurado evaluador.

Así como también agradezco por la constante revisión, enseñanza, campañas, exploraciones y, paciencia al Ing. Ricardo Jesús Gómez, director de la Dirección de Investigación en Glaciares del INAIGEM, gran amigo con el que compartimos grandes experiencias en las montañas del Parque Nacional Huascarán.

Al Ing. M.Sc. Nelson Quispe, director de la Subdirección de Predicción Meteorológica del SENAMHI, por sus gratos aportes para la revisión de la presente tesis.

Al geógrafo Gilmer Medina, docente y gran amigo, que guio parte de la presente tesis

A los guías de montaña por regalarnos experiencias increíbles desde las cumbres de las más bellas montañas, pero especialmente a Beto Pinto, Marcos Jurado y Quique Apolinario, de la Asociación de guías de Montaña del Perú (AGMP), con gran experiencia en los Andes Centrales, los cuales me brindaron algunas fotografías impresionantes del área de estudio y me ayudaron con unas traducciones en frances.

A los amigos de las instituciones colaboradoras durante las campañas del proyecto CRYOPERU, a los expertos de la Autoridad Nacional de Agua, a Alejo Cochachin, Rolando y Juan Carlos; a los amigos del SENAMHI especialmente a Edwin y Eduardo, por su apoyo en los problemas técnicos surgidos durante esta etapa, y sus buenas vibras constantes.

A mis grandes amigos Rony Hanco y Glider Carhuaricra, por los ánimos que siempre me han dado en continuar con la tesis, con quienes compartí más que nunca mis pequeños descubrimientos e inquietudes durante esta etapa. También les agradezco los viajes mochileros que hemos hecho en la época universitaria.

A Raquel Medina, bióloga arequipeña de corazón que conocí en la RPNYC, agradezco por apoyarme con la identificación de las especies de flora de altoandina.

A Juan Vega y María Cajavilca, por ser mis compañeros la exploratoria que hice en las alturas de Huarochirí (marzo 2018), a donde fuimos siguiendo el Qhapaq Ñan que conecta Xauxa – Pachacamac. , desde donde se puede observar los Andes Centrales, siendo mi principal objetivo fotografiar el nevado Tunshu, así como también obtener información de la población sobre los glaciares que conocían de esta zona, que son considerados Apus tutelares y, que son uno de los únicos de los que se tiene un registro bibliográfico escrito por Francisco de Ávila y traducido por José María Arguedas en “Dioses y Hombres de Huarochirí”(1598).

A mis grandes amigos del Servicio Nacional de Áreas Naturales Protegidas por el Estado (SERNANP), con quienes he compartido las más hermosas experiencias de mi vida, siendo esos momentos los que llevaron a inclinarme en estudiar los impresionantes paisajes que albergan las montañas de los Andes Centrales.

Así como también agradezco a la jefatura de la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas, por brindarme las facilidades y la autorización correspondiente para realizar la presente investigación científica mediante la RESOLUCIÓN JEFATURAL DE LA RESERVA PAISAJÍSTICA NOR YAUYOS COCHAS N°011-2019-SERNANP-JEF. Este trabajo está dedicado a Jashi, Miguel, Alan, Diego, Jose, Gildo, Zorrito, Jaime, Fidel, Ñon, Abdías, María, Gonzalo y Kenton por haberme dado la oportunidad de compartir gratas experiencias en las montañas de Lima y Junín, pero especialmente compartirme su expertis ese que solo aprendí caminando en campo, con la gente de las comunidades campesinas de Tanta, Suitucancho y Canchayllo en las distintas actividades que realizan en el día a día, en favor de la conservación del Área Natural Protegida y los conocimientos ancestrales que mantienen vivos.

A todas las sangres, que colaboraron de manera directa e indirecta en la elaboración de este trabajo, y que tienen su valioso aporte impreso en él... Mis más sentidos agradecimientos.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	4
1.1 Descripción del problema	4
1.1.1 Escala espacial	5
1.1.2 Escala temporal.....	10
1.2 Formulación del problema de investigación	10
1.3 Justificación de la investigación	10
1.4 Objetivos.....	12
1.4.1 Objetivo general	12
1.4.2 Objetivos específicos.....	13
1.5 Hipótesis	13
1.5.1 Hipótesis general.....	13
1.5.2 Hipótesis específica	13
CAPÍTULO II MARCO TEÓRICO	14
2.1. Antecedentes de la investigación.....	14
2.2. Bases teóricas	16
2.2.1. Glaciaciones cuaternarias.....	16
2.2.2. Cambio Climático en los Andes Tropicales.....	24
2.2.3. Factores que controlan el modelado del relieve.....	26
2.2.4. Proxies paleo climáticos.....	59
2.2.5. Altitud de la Línea de Equilibrio – ELA	62
2.2.6. Método Área x Altitude Balance Ratio (AABR)	66
CAPÍTULO III PROCEDIMIENTO METODOLÓGICO	68
3.1. Preparación inicial de la información geográfica.....	69
3.2. Procedimiento metodológico para el cálculo de la ELA y paleoELA ...	71
3.3. Cartografía.....	72
3.3.1. Cartografía de glaciares actuales 2016.....	73
3.3.2. Cartografía de morrenas.....	75
3.3.3. Cartografía de paleoglaciares.....	76
3.4. Generación de bandas altitudinales.....	76
3.4.1. Generación de bandas altitudinales glaciares actuales	77
3.4.2. Generación de bandas altitudinales paleoglaciares.....	81
3.5. Método AABR para el cálculo de ELAS y paleoELAS (hojas de cálculo)	85
3.5.1. Aplicación del método AABR (Hoja de cálculo 1).....	88
3.5.2. Aplicación del método AABR (Hoja de cálculo 2).....	92
3.6. Elaboración de un modelo espacial para ELAS	93

3.6.1. <i>Modelo espacial para la ELA aplicando el SIG.....</i>	93
3.7. Estimación de la variación de la temperatura desde la PEH al 2016 ...	96
CAPÍTULO IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN	97
4.1. Resultados	97
4.1.1. <i>Delimitación y superficie del sistema glaciar del Nevado Tunshu.....</i>	97
4.1.2. <i>Cálculo de la ELA aplicando el método AABR</i>	104
4.1.3. <i>Modelo espacial para ELAS</i>	108
4.1.4. <i>Estimación de la variación de la temperatura desde la PEH al 2016</i>	110
4.2. Discusión.....	110
4.2.1. <i>Contexto climático y cartografía geomorfológica.....</i>	111
4.2.2. <i>Variación regional de la ELA de los glaciares.....</i>	115
4.2.3. <i>Reconstrucciones paleoclimáticas para la expansión glaciar</i>	118
4.2.4. <i>Posibles cronologías para la PEH</i>	120
CONCLUSIONES.....	124
RECOMENDACIONES.....	125
GLOSARIO	126
BIBLIOGRAFÍA.....	130
ANEXOS	138

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación del área de estudio, dentro de la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas.	8
Figura 2. Coordenadas del área de estudio, dentro de la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas.	8
Figura 3. Younger Dryas es un evento climático de brusco enfriamiento que se produjo durante la desglaciación.	19
Figura 4. muestra proxies de temperatura, sugiere que durante los 500 años anteriores las temperaturas globales fueron de 1.0°C más frías que en el siglo XX durante el periodo conocido como la PEH.	20
Figura 5. Estimación de las temperaturas globales (2500 BC. A 2040 A.D).	23
Figura 6. Distribución de la superficie de los glaciares a lo largo de la cordillera de los Andes.	25
Figura 7. Situación geográfica en la que se encuentra la cordillera de los Andes, nótese el corte estructural.	28
Figura 8. Distribución de las tres Cordilleras en el ámbito peruano.	29
Figura 9. Desplazamiento del Anticiclón del Pacífico Sur sobre las costas de Perú.	30
Figura 10. Temperatura media de la superficie de los océanos los tonos amarillentos y naranjas indican altas temperaturas durante el día.	31
Figura 11. Franja de los trópicos, donde: ΔT_d , rango de temperatura diaria; ΔT_a , rango de temperatura anual.	31
Figura 12. Vista al detalle de las zonas de altas y bajas presiones, la línea negra muestra la variación anual de la ZCIT, las líneas rojas evidencian centros de altas (A) y bajas presiones (B).	32
Figura 13. En línea naranja la migración de la ZCIT en América del Sur.	33
Figura 14. Perfil térmico vertical del Océano Pacífico durante el evento ENSO 1,997-1,998.	34
Figura 15. Representación espacial de las Estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio (puntos naranjas).	35
Figura 16. Perfil de la pendiente del área del lago Huampar, mostrando los diferentes modelos relacionados con la exposición.	44
Figura 17. Esquema de la acción abrasiva de un flujo de hielo sobre el relieve en la superficie.	47
Figura 18. En primer plano, nevado Tunshu; detalle de las morrenas laterales hasta acabar en la morrena frontal.	51
Figura 19. Proxies paleoclimáticos del último milenio, se muestra distintos métodos ensayados, para el hemisferio norte y Sur.	62
Figura 20. Perfil de un relieve glaciar donde se muestra la zona de acumulación y ablación de un glaciar.	63
Figura 21. Diagramas bioclimáticos representativos de dos transectos norte- sur (Angostura y Charana) y este – oeste (La Paz–El Alto y Arequipa) de los Andes Centrales.	65
Figura 22. Izquierda, imagen Aster - Bing Terraincognita del año 2016, época seca.	70
Figura 23. Derecha, imagen GeoEye 2017, época con lluvia.	70
Figura 24. Vista al detalle, de la cartografía de glaciares actuales con imágenes de satélite correspondiente al año 2017, del servidor Terraincognita y Google Earth.	74
Figura 25. Procedimiento para convertir del formato KML a SHP.	74
Figura 26. Vista al detalle, del cartografiado las crestas morrénicas en imágenes satelitales, señalado con las flechas naranjas.	75
Figura 27. Muestra de la intersección de dos capas (curvas de nivel y los glaciares actuales previamente cartografiados).	78
Figura 28. Procedimiento para crear un modelo vectorial TIN (Triangulated irregular network).	79
Figura 29. Procedimiento para crear el Interpolate Shape	79
Figura 30. Proceso para obtener Interpolate Shape a partir de un modelo digital (TIN).	80
Figura 31. Cálculo de los parámetros de elevación (Z_{mayor} , Z_{menor} , promedio) y área de los glaciares.	80
Figura 32. Fotografía tomada 7 junio 1962, evidencia restos de nieve en el glaciar Tunshu.	82
Figura 33. Representación de la reconstrucción de las curvas de nivel o paleotopografía para la PEH.	83
Figura 34. Procedimiento para editar las curvas de nivel y generar la paleotopografía	83
Figura 35. Representación de un glaciar, paleoglaciares y la topografía actual (2016), se identifica las curvas de nivel a editar (línea celeste).	84
Figura 36. Izquierda, generación de un TIN a partir de la topografía actual (2016), en base de las curvas de nivel de 50m. Derecha, reconstrucción de la paleotopografía (PEH) teniendo de base las curvas de nivel de 50m.	84
Figura 37. Representación de las bandas altitudinales generadas a partir de la paleotopografía durante la PEH.	85
Figura 38. Procedimiento para convertir del formato TIN al formato RASTER.	94
Figura 39. Izquierda, base de un modelo de elevación TIN. Derecha, generación de un RASTER a partir de un modelo de elevación TIN.	94
Figura 40. Procedimiento para generar la isolínea para la ELA y la paleoELA.	94
Figura 41. Procedimiento para generar la isolínea usando la herramienta Contour.	95
Figura 42. Izquierda, construcción de la ELA actual. Derecha, reconstrucción de la ELA (1metro) para la PEH.	95
Figura 43. Distribución del sistema glaciar según su orientación.	99
Figura 44. Representación del modelo tridimensional y la distribución de los cordones morrénicos.	100
Figura 45. Distribución del sistema paleoglaciar según su orientación.	102
Figura 46. Representación espacial en 3D de la vertiente sur del área de estudio, se muestra la variación altitudinal de la ELA, en la PEH 5025 m.s.n.m (línea celeste) y la ELA del 2016 se elevó a 5233 m.s.n.m (línea azul).	109
Figura 47. Comparación de la vertiente sur área de estudio. La flecha roja indica la localización de la formación de una nueva laguna, que tiene su origen en el retroceso de los glaciares de esta quebrada.	115

Figura 48. Desviaciones del promedio de la acumulación por década del glaciar Quelccaya con respecto a la media del periodo 470-1984 (en m de agua equivalente).	121
Figura 49. Síntesis cronológica de los proxies paleo climáticos para la Pequeña Edad del hielo en los Andes Centrales, diferencias entre testigos de hielo, líquenes y pólenes.	123

INDICE DE FOTOS

Foto 1. Vista área del sector occidental de los Andes Centrales de izquierda nevado Tunshu a la derecha nevado Pariacaca.	7
Foto 2. En primer plano nevado Tunshu, durante el chaco de vicuñas con la comunidad de Suitucancha.	7
Foto 3. Izquierda, nevado Tunshu, se puede observar horns, en la parte altas de estas masas de hielo.	45
Foto 4. Derecha, la línea amarilla se encuentra encerrando a los circos glaciares nevado Tunshu.	45
Foto 5. Izquierda, vertiente sur del nevado Tunshu la línea amarilla define a la zona de avalanchas.	46
Foto 6. Derecha, nevado Norma al Suroeste del nevado Tunshu, se señala con color amarillo las lenguas glaciares que dan origen a la laguna.	46
Foto 7. Rocas aborregadas mostrando la dirección del flujo de hielo formadas en el sector sur del nevado Tunshu.	47
Foto 8. 1), 2) y 3) vista de la delimitación de una morrena y el límite de los arcos morrénicos donde se señala con líneas color amarillo en el ámbito del nevado Tunshu, que evidencian un periodo de avance del glaciar.	48
Foto 9. Izquierda, bloque errático sobre la morrena del nevado Norma – cordillera Pariacaca.	49
Foto 10. Derecha, valle glaciar quebrada Piticocha, se puede evidenciar los distintos avances del glaciar a partir de la identificación de las morrenas frontales o laterales.	49
Foto 11. Primer plano, valle “U” formado por la erosión del avance de las masas de hielo.	50
Foto 12. Derecha, valle en “V” formado por la erosión hídrica, en la cuenca medio del río Cañete – Lima.	50
Foto 13. Izquierda, vista del área de cumbres del nevado Tunshu – Sur.	54
Foto 14. Derecha, Vista del desde la lengua glaciar del nevado Artesonraju (6025 m.s.n.m, se evidencia registros de colonias de libélulas (familia libellulidae).	54
Foto 15. Quebrada Piticocha altitud aproximada de 4500 m.s.n.m, se evidencio colonias de líquenes de la especie Rhizocarpon geographicum (tonalidades verdes).	55
Foto 16. A) Opuntia floccosa B) Ephedra rupestris C) Azorella compacta (yareta) D) Calamagrostis sp, se ubican entre las rocas y suelos aun en formación, tiene la característica particular de coloniza rápidamente un área de reciente desglaciación. E) Stipa Ichu	56
Foto 17. Primer plano, comunidad de especies de tolares, que crece esporádicamente, así como también agrupaciones de bofedales que atraviesan la laguna, esta última es rodeada por el césped de puna. Al fondo, los glaciares de la cabecera del nevado Tunshu.	57
Foto 18. Primer plano, bosque de queñuales (Polylepis sp), en el ámbito de influencia del nevado Tunshu.	58
Foto 19. La flecha amarilla señal Altitud de la línea de equilibrio en el volcán nevado Coropuna – Arequipa.	64
Foto 20. Izquierda, valle glaciar quebrada Piticocha, tomada en el mes de mayo con evidencias de nieve.	73
Foto 21. Derecha, valle glaciar quebrada Piticocha, tomada en el mes de agosto sin evidencias de nieve.	73
Foto 22. Quebrada Colquepucro de donde se puede reconocer claramente la geomorfología glaciar, y con ello poder ajustar la cartografía realizada en la segunda fase de gabinete.	76

INDICE DE GRÁFICOS

Gráfico 1. Variación del promedio mensual multianual de la temperatura en las 5 estaciones meteorológicas estudiadas (1965 – 2013) por subcuencas.	37
Gráfico 2. Distribución de la variabilidad mensual de la precipitación media (mm) (1965 – 2013) de las estaciones meteorológicas estudiadas.	39
Gráfico 3. Distribución de la variabilidad media multianual de la precipitación (mm) periodo (1965 – 2013), y su relación con altura de las estaciones meteorológicas estudiadas.	39
Gráfico 4. Variación de la superficie glaciar, nótese la comparación entre la pérdida desde la PEH hasta el año 2016 representada en -7.11 km ²	103
Gráfico 5. Representación de la vertiente norte y sur, la variación entre el área (km ²) de la superficie glaciar en comparación en el número de glaciares, periodo 2016 y la PEH.	103
Gráfico 6. Representación de la variación de altitudinal de cotas, desde su máxima expansión en la PEH hasta el año 2016.	109

INDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Coordenadas métricas y geográficas, pertenecientes al Datum WGS84 del área de estudio.	5
Cuadro 2. Lista de las unidades geomorfológicas involucradas.	6
Cuadro 3. Resumen de vías de acceso hacia el área de estudio, Lima - San Mateo - Yuracmayo – Tanta.	9
Cuadro 4. Relación de las estaciones meteorológicas cercanas al ámbito de estudio, pertenecientes a la subcuenca Pachacayo, para homogenizar el trabajo se contó con datos desde 1965 – 2013 por subcuencas.	35
Cuadro 5. Temperatura media anual (1965 – 2013) por subcuencas.	37
Cuadro 6. Variabilidad mensual de la precipitación media (mm). (1965 – 2013) por subcuencas.	38

Cuadro 7. Resumen de las características de los pisos bioclimáticos.	53
Cuadro 8. Especies de flora registradas en el ámbito del nevado Tunshu.....	59
Cuadro 9. Resumen de los materiales utilizados para el presente trabajo.	71
Cuadro 10. Resumen del procedimiento realizado en el presente trabajo.	72
Cuadro 11. Muestra la cantidad de glaciares identificados según su orientación norte y sur del área de estudio. .	86
Cuadro 12. Hoja de cálculo Excel de la vertiente norte, mostrando datos del intervalo mayor y menor de las bandas altitudinales.....	87
Cuadro 13. Hoja de cálculo Excel de la vertiente sur, mostrando datos del intervalo mayor y menor de las bandas altitudinales de los glaciares estudiados.....	88
Cuadro 14. Hoja resumen de cálculo 1 desarrollada por (Osmaston, 2005).	91
Cuadro 15. Resumen de la hoja de cálculo 2 muestra las ELAS del nevado Tunshu sector Sur.....	93
Cuadro 16. Distribución de los glaciares en sus cuatro orientaciones (2016).	98
Cuadro 17. Síntesis de la distribución de los glaciares en sus dos vertientes (2016).	¡Error! Marcador no definido.
Cuadro 18. Distribución de los paleoglaciares en sus cuatro orientaciones (PEH).	101
Cuadro 19. Síntesis de la distribución de los glaciares en sus dos vertientes (PEH).....	101
Cuadro 20. Resultados obtenidos del área de estudio de la PEH y 2016.	102
Cuadro 21. Resultado de la ELA vertiente norte, se muestra en color amarillo, la desviación estándar menor y en consecuencia la ELA más probable.	104
Cuadro 22. Resultado de la ELA vertiente sur, se muestra en color amarillo, la desviación estándar menor y en consecuencia la ELA más probable.	105
Cuadro 23. Resultado de la ELA global vertiente norte y sur del nevado Tunshu.....	105
Cuadro 24. Resultado de la paleoELAs vertiente norte, se muestra en color amarillo la desviación estándar menor y en consecuencia la paleoELAS más probable.....	106
Cuadro 25. Resultado de la paleoELAs vertiente sur, en color amarillo la desviación estándar menor y en consecuencia la paleoELAS más probable.	107
Cuadro 26. Resultado de la ELA global de la vertiente norte y sur durante la PEH.	108
Cuadro 27. Resumen de ELAs y paleoELAs del área de estudio.	110
Cuadro 28. Datos de áreas de investigación de otros autores aplicando el método AABR, nótese la comparación entre ELAS y paleoELAS en diferentes cordilleras del Perú.....	117

INDICE DE ANEXOS

Anexo N°1. Ubicación del área de estudio y su ámbito dentro de la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochabamba.
Anexo N°2. Coordenadas del área de estudio en el ámbito de la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochabamba.
Anexo N°3. Mapa geológico del área de estudio.
Anexo N°4. Mapa geomorfológico del área de estudio.
Anexo N°5. Mapa de la isolínea representando a la ELA 5233 (m.s.n.m).
Anexo N°6. Mapa de la isolínea representando a la ELA 5025 (m.s.n.m).
Anexo N°7. Mapa representando la ELA y paleoELA del área de estudio.
Anexo N°8. Resolución Jefatural de RP Nor Yauyos Cochabamba de autorización de investigación.

RESUMEN

La presente investigación centra sus aportes en el estudio de los glaciares tropicales, basándose en el conocimiento de la superficie glaciar actual y la que existió en épocas remotas, para poder comprender su dinámica espacio-temporal, a partir del análisis cartográfico, metodológico y bibliográfico. Asimismo, la metodología propuesta hace énfasis en el análisis geográfico, tal es así que considera factores que controlan el modelado del relieve tales como el aspecto geomorfológico, geológico y bio climático, ligados a la exposición, a la latitud, a la altitud y a otros factores y fenómenos de orden global con repercusiones a escala regional. Considerando de relevante importancia centrarnos en el estudio de la Pequeña Edad de Hielo (PEH), planteado como un periodo frío que se dio entre los siglos XIV y XIX, según Thompson (2000). Debido a las huellas que especialmente existen de este periodo, en la geomorfología de los relieves de alta montaña. En ese sentido, a partir de los resultados hallados se determinó aproximaciones para la superficie glaciar actual y de las que existieron con cierto margen de error en la PEH en el ámbito del nevado Tunshu. Asimismo, se logró determinar el cálculo para la variación de la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA), que define los límites de la ganancia o pérdida para un conjunto de masas glaciares. Finalmente, se compara los resultados generados con los obtenidos por otros autores que emplearon la misma metodología, y que han realizado investigaciones a partir de datos indirectos (proxies) en los Andes peruanos, que son coherentes con la interpretación paleoclimática a nivel regional.

Palabras clave: glaciares tropicales, variaciones espaciales, PEH, clima, ELA.

ABSTRACT

This research focuses its contributions on the study of tropical glaciers, based on knowledge of the current glacier surface and that existed in remote times, in order to understand its spatio-temporal dynamics, based on cartographic, methodological and bibliographic analysis. Likewise, the proposed methodology emphasizes geographical analysis, such that it considers factors that control the modeling of the relief such as the geomorphological, geological and bio-climatic aspects, linked to exposure, latitude, altitude and other factors. and global phenomena with repercussions at regional level. Considering relevant importance to focus on the study of the Little Ice Age (PEH), raised as a cold period that occurred between the XIV and XIX, according to Thompson (2000). Due to the footprints that especially exist from this period, in the geomorphology of high mountain reliefs. In that sense, based on the results found, approximations were determined for the current glacier surface and those that existed with a certain margin of error in the PEH in the area of the Tunshu snow. Likewise, it was possible to determine the calculation for the variation of the Altitude of the Balance Line (ELA), which defines the limits of the gain or loss for a set of glacial masses. Finally, the results generated are compared with those obtained by other authors who used the same methodology, and have conducted research based on indirect data (proxies) in the Peruvian Andes, which are consistent with the paleoclimatic interpretation at the regional level.

Keywords: tropical Glacier, spatial variations, ELA, weather, ELA.

SIGLAS Y ACRÓNIMOS

AA	Método Área Altitud (Área Altitude)
AABR	Método Área x Altitude Balance Ratio
ANA	Autoridad Nacional del Agua
CONAM	Comisión Nacional del Ambiente
DEM	Modelo de Elevación Digital
ENSO	Oscilación del Sur El Niño
ELA	Altitud de la Línea de Equilibrio (Equilibrium Line Altitude)
ELAg	Altitud de la Línea de Equilibrio geomorfológica
GEM	Organización Guías de Espeleología y Montaña
IDEAM	Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales
IGN	Instituto Geográfico Nacional
INAIGEM	Instituto Nacional de Glaciares y Ecosistemas de Montaña
INGEMMET	Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (Panel Intergubernamental de expertos sobre el Cambio Climático)
LIA	Little Ice Age (Pequeña Edad del Hielo)
LGM	Ultimo Maximo Glaciar (Last Glacial maximum)
MINEDU	Ministerio de Educación
NASA	National Aeronautics and Space Administration
PNH	Parque Nacional Huascarán
RPNYC	Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas
SENAMHI	Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología
SERNANP	Servicio Nacional de Áreas Naturales Protegidas por el Estado
SIG	Sistema de Información Geográfica
THAR	Toe Headwall Área Ratio
TIN	Red de triangulación irregular (Triangulated Irregular Network)
YD	Younger Dryas
ZCIT	Zona de Convergencia Inter Tropical

INTRODUCCIÓN

La presente Tesis, está dedicada al estudio de los glaciares tropicales, que se localizan principalmente, en la cordillera de los Andes. Como su nombre indica, estos glaciares se encuentran aproximadamente entre los trópicos de Cáncer y Capricornio. El Perú, concentra el 70 % de los glaciares tropicales, distribuido en 18 cordilleras nevadas (ANA, 2014). Los glaciares se presentan en las altas montañas, generalmente por encima de los 5,000 m.s.n.m, y se forman a través de una acumulación sucesiva de nieve, a lo largo de décadas, cientos o miles de años; y para poder subsistir, tienen que cumplir ciertas condiciones como la altitud, temperatura, orientación con respecto a la trayectoria del sol y tamaño, para hacerle frente a los efectos del cambio climático. Este trabajo de investigación se desarrolló en el ámbito del nevado Tunshu, que es parte de los Andes Centrales Occidentales, ubicado al Oeste del departamento de Junín; abastecedor del sistema hídrico del río Mantaro.

La importancia de los glaciares radica en el hecho de alimentar valles y por ende ríos que atraviesan el territorio peruano, conllevando a las interrelaciones de los ecosistemas andinos que cumplen funciones de regulación hídrica. Entonces, ante un escenario con pérdidas significativas de glaciares, se requiere implementar medidas de adaptación, tales como: la conservación de las cuencas altas y medias. Para recuperar los sistemas de infraestructura natural mediante la “siembra y cosecha de agua”, tal como lo hicieron antiguas culturas como los Yauyos, por ejemplo.

Se sabe, que los glaciares en diferentes latitudes están retrocediendo desde hace varias décadas; este hecho geográfico puede ser fácilmente demostrado, si comparamos, a una escala multitemporal, las fotografías aéreas e imágenes satelitales; así como simples fotografías y pinturas, hechas por pioneros que recorrieron el mundo. En ese sentido, las expediciones realizadas en el Perú por Humboldt (1769 - 1859), Raimondi (1862), Bowman (1936), Steiman (1930), Broggi (1942), y Kinzl (1940); tal como ellos mismos mencionan en sus distintas bibliografías, plantearon los fundamentos para indagaciones futuras sobre el estudio de los glaciares y sus implicancias en los Andes. Pasando a ser desde entonces un tema de relevante interés para la comunidad científica.

Actualmente, se plantea a los glaciares tropicales como indicadores clave del cambio climático (Kaser & Osmaston, 2002). En ese sentido, para evaluar el estado de los glaciares en un momento determinado, pueden emplearse como geoindicadores los siguientes aspectos: la medida de su superficie y la Altitud de la Línea de Equilibrio. Esta última, considerada como un parámetro que usualmente se conoce con el acrónimo de su denominación anglosajona, Equilibrium Line Altitude (ELA) Úbeda (2011). Esta ELA, es una línea teórica que separa a un glaciar en dos zonas: la zona de acumulación, donde se dan los procesos de ganancia de masa glaciar y la zona de ablación que favorece a la pérdida de estas masas.

Es así como, el propósito de esta investigación consiste en analizar la variación espacio-temporal de la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA), y conocer su relación con las condiciones del clima dado por el ultimo avance de los glaciares desde la Pequeña Edad del Hielo. Para lo cual es preciso calcular en un primer momento la superficie glaciar, considerada como un parámetro que permite evaluar no solo la salud de este. Sino también a partir del cual podemos proponer la reconstrucción geomorfológica del glaciar en cuestión, evidenciada en restos de glaciaciones pleistocénicas. Inclusive indicar estudios complementarios, para posibles predicciones de la variabilidad climática. Por lo cual, la presente investigación se ha organizado por capítulos con los siguientes contenidos.

El *capítulo I* dedicado al *Planteamiento del problema* de investigación, además de la ubicación del área de estudio en sus dos escalas: espacial y temporal, así como también se planteó la justificación de la investigación, los objetivos, y las posibles hipótesis planteadas.

El *capítulo II* titulado *Marco Teórico*, abordó las bases teóricas de la presente investigación, relacionadas a conceptos básicos como la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA), además de los factores que controlan el modelado del relieve, tales como los aspectos climáticos, geológicos, geomorfológicos y bioclimáticos. Además de una breve explicación sobre los indicadores paleoclimáticos o proxy climático, definidos como un registro natural que conserva características físicas o biofísicas del pasado y que nos permite reconstruir las condiciones climáticas de épocas remotas.

El **capítulo III Procedimiento metodológico**, contiene información sobre la aplicación del método Área Altitud Balance Ratio más conocida como las hojas de cálculo planteadas por Osmaston (2005), el cual ha sido diseñado gracias al aporte de distintos investigadores. Siendo la versión citada especialmente creada para su aplicación en glaciares tropicales; teniendo como base a las técnicas de fotointerpretación, cartográficas y el uso del Sistema de Información Geográfica. A partir de los cuales, se puede obtener distintas aplicaciones y generar modelos espaciales. Siendo complementarios los aportes planteados por Úbeda (2011), para inferir la variación de la temperatura desde la Pequeña Edad el Hielo.

El **capítulo IV Resultados y Discusión**, se presentan los resultados de la delimitación de la superficie, el cálculo de la ELA, el modelo espacial para las ELAs, y por último los resultados de la estimación de la variación de la temperatura. Comparando con los resultados obtenidos por otros autores, para finalmente dar estimaciones de las posibles cronologías que explican las condiciones del avance- retroceso de los glaciares.

CAPÍTULO I PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1 Descripción del problema

Los glaciares de montaña son sensibles a pequeños cambios en la temperatura como lo confirma su respuesta casi global al calentamiento mundial actual (Dyurgerov; Meier, 2000). Dejando en el paisaje un registro de sus fluctuaciones pasadas, en forma de morrenas (Bromley et al 2016). Por otro lado, los glaciares son indicadores sensibles del cambio climático, especialmente de la temperatura y la precipitación (Kaser y Osmaston, 2002; Lemke et al 2007).

Para entender esas dinámicas, es necesario conocer aspectos relacionados con su formación, procesos geodinámicos internos y externos que en ellos se desarrolla. Así como también, su relación con el impacto del cambio climático sobre las superficies glaciares. Siendo elemental obtener datos a una escala local, pero debido a su elevado costo por el traslado de personal, equipos de monitoreo y mantenimiento, dicha información solo se obtiene en glaciares más representativos. Sin embargo, esa no ha sido una limitante para investigadores de todo el mundo ansiosos de resolver esta problemática.

En ese sentido se han ideado una serie de técnicas y métodos que nos permiten extrapolar, la información de una determinada zona hacia un área de estudio específica, donde no se ha realizado estudio alguno inclusive en zonas de naturaleza inaccesibles.

A partir de lo planteado anteriormente, Osmaston (2005) ha ideado, ensayado y ajustado el método *Área x Altitude Balance Ratio* (AABR) creado exclusivamente para hallar las ELAS y paleoELAS de glaciares tropicales. Además, apoyados en otros planteamientos, es posible deducir las tendencias del clima en el pasado y emplearlas para elaborar modelos sobre su evolución durante las próximas décadas, y con ello sus implicancias en distintos escenarios.

1.1.1 Escala espacial

El área de estudio comprende las altas vertientes y mesetas andinas o punas. Se encuentra caracterizado por una morfología donde predominan dos pisos altitudinales según Pulgar (1943), el primero conocido como Puna (4000 – 4800 m.s.n.m) y el segundo nombrado como Janca (> 4800 m.s.n.m). Presenta una fisiografía escarpada y en partes abruptas debido al morfología glaciaria, que ha sido complementado por la erosión glaciaria y fluvial de los relieves. Se evidenció en las partes más elevadas numerosas masas glaciares, que han ido modelando el territorio tras su dinámica vertiente abajo. Espacios que albergan una serie de arcos morrénicos, morrenas laterales y terminales bien conservadas, siendo estas estructuras las que definen los límites que alcanzaron los glaciares en épocas remotas.

1.1.1.1 Ubicación geográfica del área de estudio

El área de estudio es el nevado Tunshu, el cual es parte de una de las 18 cordilleras nevadas del Perú. Específicamente se encuentra dentro de la cordillera Occidental de los Andes Centrales, aproximadamente a 240 km de la ciudad de Lima. Es la segunda cumbre más alta si nos referimos a los Andes Centrales Occidentales (*Foto 1*), dicha cumbre alcanza una altura de 5660 m.s.n.m y es seguida por el nevado Sullcon. Es así, como el nevado Tunshu abarca 9 km de largo (norte a sur) y 6 km de ancho (este a oeste) y se ubica entre 04 coordenadas métricas y geográficas, pertenecientes al Datum WGS84 detallados en *Cuadro 1* y *Figura 1*.

N°	NORTE	ESTE	LATITUD	LONGITUD
1	1216161	609249	-11.875	-76.019
2	1215979	500000	-11.876	-75.951
3	1216161	609249	-11.937	-76.019
4	1215979	500000	-11.937	-75.951

*Cuadro 1. Coordenadas métricas y geográficas, pertenecientes al Datum WGS84 del área de estudio.
Fuente: propia*

Según la Carta Nacional (Hoja 24- k, Hoja 24-l) brindadas por Instituto Geográfico Nacional (IGN), el nevado Tunshu (*Foto N°2*) drena sus aguas hacia la cordillera oriental, abasteciendo de este recurso a distintos afluentes. Siendo el río Keka uno de los principales receptores, además de otros almacenamientos naturales y lagunas

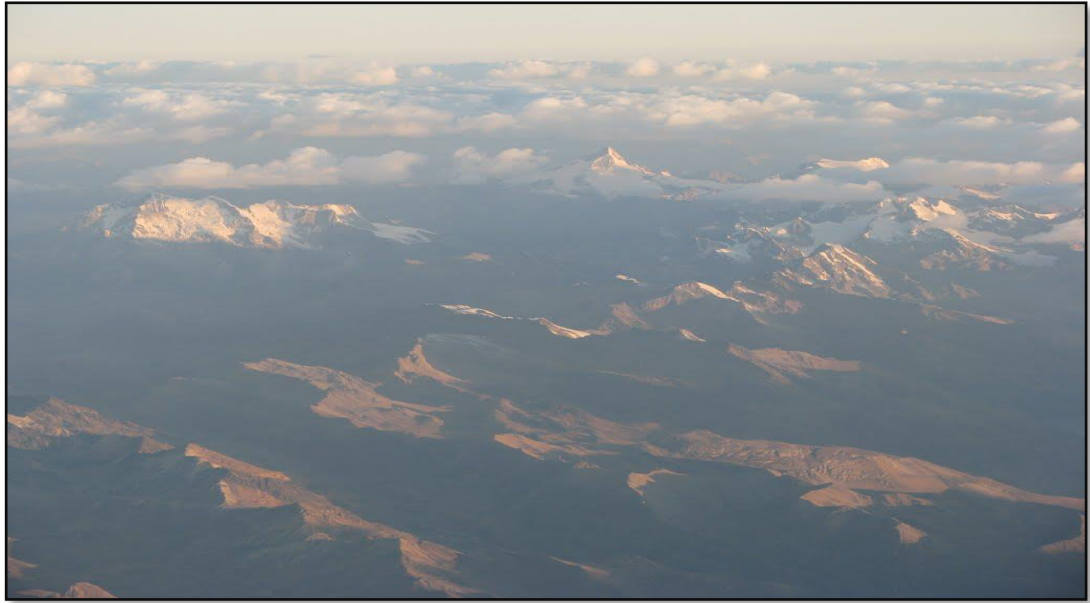
altoandinas, las cuales se emplazan sobre los 4000 m.s.n.m tal es el caso de la laguna Carhuacocha que alimenta a la represa Huaylacancha. El ámbito de estudio involucra dos unidades geomorfológicas, de los que se ha tomado en cuenta la toponimia, cotas, entre otros aspectos. Los que serán el objeto de estudio de la presente investigación, tal como detalla el *Cuadro 2* y la visualización de la *Figura 2*.

N°	NOMBRE	ALTITUD (m)
1	Nevado Tunshu	5660
2	Cerro Tucumachay	5357

Cuadro 2. Lista de las unidades geomorfológicas involucradas
Fuente. Elaboración propia.

Estas montañas se localizan dentro de la cuenca del río Mantaro, este último forma uno de los valles más productivos de Perú, por abastecer de productos de primera necesidad a distintos departamentos a nivel nacional, especialmente a los que se encuentran en pisos altitudinales más bajos. Políticamente se encuentra dentro del distrito de Suitucancha (Suyt'u Kancha), siendo este último uno de los diez distritos de la provincia de Yauli. Al oeste del departamento de Junín, bajo la administración del Gobierno Regional de Junín.

Cabe resaltar que el área de estudio se encuentra en el ámbito de la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas (RPNYC), administrada por el Servicio Nacional de Áreas Naturales Protegidas por el Estado (SERNANP), organismo adscrito del Ministerio del Ambiente. Además esta área protegida se localiza entre los departamentos de Lima y Junín, articula 13 comunidades campesinas entre ellas Suitucancha descrita líneas arriba. Siendo uno de los principales objetivos de creación de esta área protegida, conservar la cabecera de la cuenca alta del río Cochas-Pachacayo, este último afluente del río Mantaro. Además de mantener la armoniosa relación con las comunidades campesinas que han manejado de manera sostenible este paisaje de alta montaña desde épocas remotas



*Foto 1. Vista área del sector occidental de los Andes Centrales de izquierda nevado Tunshu a la derecha nevado Pariacaca.
Fuente. Open Street (2010)*



*Foto 2. En primer plano nevado Tunshu, durante el chaku de vicuñas con la comunidad de Suitucancho.
Fuente. Brian Cabrera Yáñez (Julio 2016).*

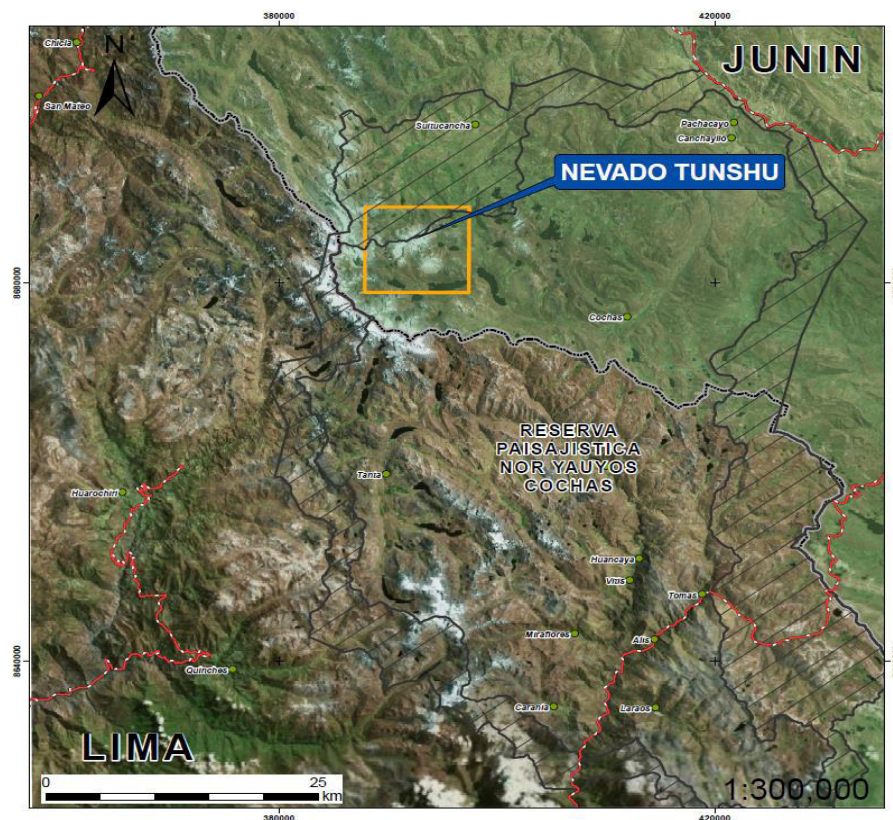


Figura 1. Ubicación del área de estudio, dentro de la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas.

Fuente. Elaboración propia

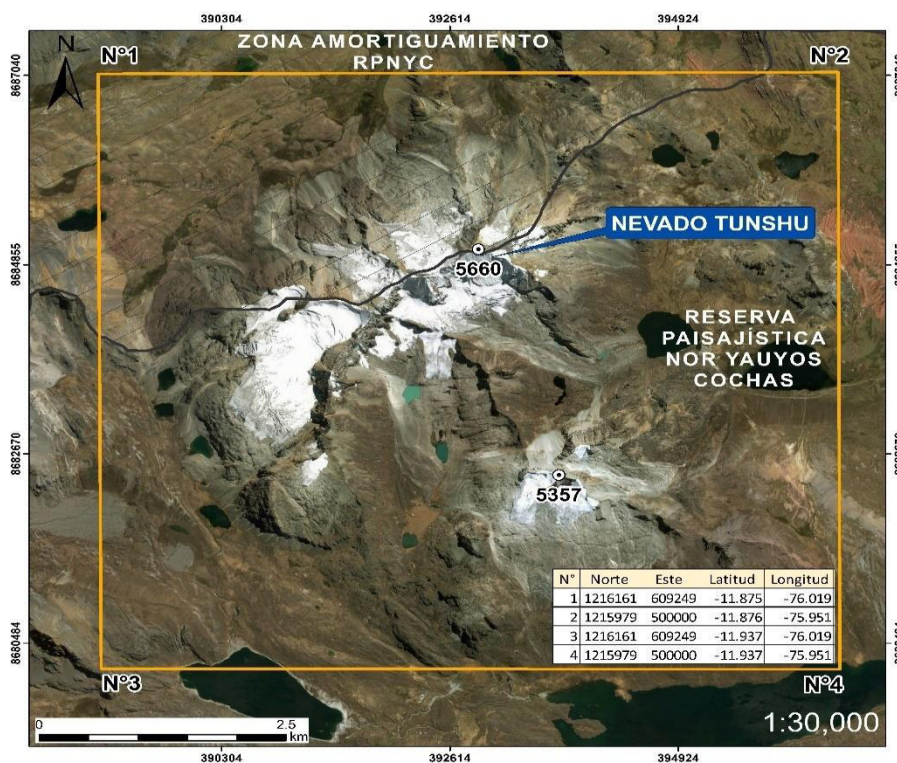


Figura 2. Coordenadas del área de estudio, dentro de la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas.

Fuente. Elaboración propia

1.1.1.2 Vías de articulación

En relación con la accesibilidad del área de estudio se puede realizar de las dos maneras siguientes (*Cuadro 3*).

a) Lima - La Oroya – Huay huay - Suitucancha

VIAS DE ACCESO	TIEMPO (días)	DESCRIPCION
Lima - La Oroya – Huay huay - Suitucancha	1	A partir del poblado de Suitucancha el recorrido total es posible en una camioneta todo terreno, hasta por la vía de trocha.
Lima - San Mateo - Yuracmayo - Tanta	2	A partir de la laguna Carhuacocha donde se acampa, luego el recorrido es caminando.

Cuadro 3. Resumen de vías de acceso hacia el área de estudio, Lima - San Mateo - Yuracmayo – Tanta.

Fuente. Elaboración propia

a) La primera ruta es la más accesible y conveniente para trabajar en el sector norte del nevado Tunshu, ya que la vía es en gran mayoría asfaltada. En los primeros kilómetros del recorrido se debe seguir la carretera Central, siendo esta vía una de las principales que conecta a la ciudad de Lima con otras regiones. Pasando inicialmente por la ciudad de La Oroya hasta el desvío hacia Huay huay, a partir de ahí la vía es trocha por completo hasta la localidad de Suitucancha, cuyo tiempo de recorrido es de aproximadamente 1 hora. Tomando como punto de partida el pueblo mencionado anteriormente es posible recorrer parte del sector noreste, por dos trochas que conducen al glaciar. Gran parte de estas rutas han sido obra de empresas mineras que laboraron en su fase de exploración, antes de que se creara la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas.

b) Sobre la segunda ruta de acceso: se parte desde Lima o la carretera Central, subiendo por el poblado de San Mateo (km 94). Hasta el desvío que nos llevara aguas arriba de la represa Yuracmayo, siguiendo por el tramo (trocha) finalmente se logra llegar a la comunidad de Tanta. Desde donde existe la posibilidad de acceder hacia el sureste del nevado Tunshu, tomando como punto de partida la represa de Huaylacancha. A partir de la cual, el recorrido se puede hacer desde un campamento base al lado de la laguna Carhuacocha.

1.1.2 Escala temporal

Para un mejor entendimiento del tema a investigar se ha tomado como objeto de estudio el sistema glaciar del nevado Tunshu. A partir del cual se espera dar a conocer los avances más recientes que se dieron en un periodo conocido como Pequeña Edad del Hielo (LIA, por sus siglas en inglés) hasta la actualidad, siendo este último el periodo que evidencia una tendencia al retroceso de los glaciares a nivel global.

La PEH es un término que fue usado por primera vez a finales de la década de los años 30 del pasado siglo XX por Matthes (1939), para referirse a un periodo frío el cual se dio entre los siglos XIV y XIX. Calculándose una temperatura media para ese entonces entre 1° y 2°C más baja que el periodo 1961 – 1990, presentó además un mayor nivel de precipitaciones, pronosticando que a finales del siglo XXI se darán cambios de temperaturas similares que en la PEH.

La PEH como también se le conoce, es el ejemplo perfecto de la variabilidad climática, en todas las escalas espaciales y temporales más allá de los sucesos individuales asociados con el tiempo (IPCC, 2013). El cual sirve de base para poder analizar efectos de la acción humana y las actividades económicas sobre el planeta. Sin embargo, es escaso el material disponible relativo al comportamiento de los glaciares locales (Anon, 2020), así como material bibliográfico o datos instrumentales del área de estudio presentado en esta investigación.

1.2 Formulación del problema de investigación

¿De qué manera se ha ido dando la variación espacio-temporal de la Equilibrium Line Altitude (ELA) a través del método AABR, el cual permitirá determinar cómo ha sido la evolución glaciar y del clima, desde la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad en el nevado Tunshu?

1.3 Justificación de la investigación

El interés de investigar los glaciares del Nevado Tunshu se justifica por tres razones de interés para la comunidad científica y la sociedad:

1) Debido al rol que cumplen los recursos hídricos como principales abastecedores y reguladores de las corrientes que aportan agua procedente del deshielo de los glaciares o fusión glaciaria. Surge una preocupante problemática en el papel local en la hidrología de las cuencas altas que contribuyen significativamente a los recursos hídricos (Horizon.documentation.ird.fr, 2020). En ese contexto, para el caso práctico es de relevante interés la cuenca del río Mantaro, siendo el afluente de sus aguas uno de los principales abastecedores de este recurso a la ciudad de Huancayo. Este recurso es el soporte de diversas actividades económicas que se desarrollan en la cuenca media y baja, que representa oportunidades de desarrollo a la población local. Entre los que podemos señalar la agricultura local, la agroexportación, la ganadería, la generación de energía, turismo, minería, abastecimiento de agua para el uso urbano (Issuu, 2020), entre otros. Solo el 61 % de la energía eléctrica producida a nivel nacional, proviene del agua en sus diferentes estados, que se conservan en las áreas naturales protegidas muchas de ellas asociadas a montañas con glaciares como la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas (Issuu, 2020).

2) Se plantea a los glaciares de vital importancia para el soporte de ecosistemas altoandinos, tanto para la provisión y regulación de distintos ecosistemas asociados a las montañas. Hábitat de numerosas especies, aquellas que proveen y dependen de los servicios ecosistémicos que brindan las montañas. Además de contribuir a la subsistencia y desarrollo social-económico de las poblaciones locales (Issuu, 2020); tanto en sus nacientes, como a lo largo de las cuencas, ríos y quebradas por las que fluyen los cursos de agua claves dentro de la ecología. Y que, por la belleza de sus paisajes, ofrecen también oportunidades para el desarrollo (Issuu, 2020). Siendo de especial interés para las sociedades locales, que manejan y conservan sosteniblemente este recurso, mediante distintas técnicas ancestrales (andenes, diques, cosecha y siembra de agua, etc.), aquellas que se proveen y dependen de los servicios ecosistémicos que brindan las montañas.

3) Son excelentes indicadores de la tendencia climática, evolución y fluctuaciones en varias décadas, sin duda entre los mejores indicadores de la zona tropical (SciELO.org.bo, 2020). Durante las últimas décadas se ha observado una marcada tendencia a la disminución de las masas glaciares que ha sido atribuido al cambio

climático (Vuille et al 1999). En ese sentido, los glaciares constituyen geindicadores del cambio climático, no solo para deducir escalas de algunos siglos de decenas de miles de años; sino también para inferir la variación del clima (Úbeda, 2011). Estos parámetros posibilitan el análisis del estado actual y como se ha ido dando la evolución de los glaciares, registrado en las morrenas y en los relieves donde encontramos montañas con glaciares, para finalmente hallar la variación espacio-temporal de la ELA. Esta última, se encuentra en función del aumento o descenso de la temperatura y la precipitación. Dicha información será contrastada con los resultados obtenidos por otros investigadores en distintos ámbitos de estudio, donde se aplicaron metodologías de bajo costo para este tipo de investigaciones.

Las proyecciones del primer reporte del IPCC en 1990 estimaban un aumento de la temperatura promedio global entre 0.15°C y 0.3°C por década para el período 1990 a 2005. En esa década, el valor observado fue de 0.2° C, lo que refuerza la confianza sobre las proyecciones de corto plazo (Docplayer.es, 2020).

Frente a lo ya expuesto, investigadores del Proyecto CRYOPERU vienen desarrollando investigaciones relacionadas al conocimiento de los “Geoindicadores del Cambio Climático deducidos de la observación de la criosfera en los Andes Centrales”, por lo que la investigación será un gran aporte para obtener resultados a escala regional. Para luego poder difundir los resultados en diferentes espacios científicos y no científicos, esperando el involucramiento de los diferentes actores debido a que es una temática de interés multisectorial y transversal.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

El objetivo principal es analizar la variación espacio-temporal de la ELA (*Altitud de la Línea de Equilibrio*) y su relación con el clima. Aplicando el método AABR (*Área x Altitude Balance Ratio*), para comprender la evolución glaciaria y la variación de la temperatura en el nevado Tunshu desde la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad (2016). Para lo cual haremos uso del Sistema de Información Geográfico, además de unas hojas de cálculo planteadas por Osmaston (2005) y una ecuación planteada por Úbeda (2011), herramientas básicas para la investigación que se presenta.

1.4.2 Objetivos específicos

- a.** Identificar, delimitar y calcular la superficie de los glaciares, arcos morrénicos y morrenas actuales (2016) del nevado Tunshu.
- b.** Reconstruir la ELA geomorfológica de los glaciares y paleoglaciares aplicando el método AABR (Área x Altitude Balance Ratio), propuesto por Osmaston (2005).
- c.** Analizar la estimación de la variación de la temperatura por ende del clima desde la Pequeña Edad del Hielo aplicando la ecuación planteada por Úbeda (2011).
- d.** Analizar y discutir los resultados alcanzados, comparándolos con investigaciones realizadas en otras latitudes donde se aplicó la misma metodología.

1.5 Hipótesis

1.5.1 Hipótesis general

La variación espacio-temporal de la ELA (Equilibrium Line Altitude), a través del método AABR, permitirá determinar cómo ha sido la evolución glaciar y del clima, desde la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad en el nevado Tunshu.

1.5.2 Hipótesis específica

- La variación espacio - temporal de la ELA de un glaciar puede deducirse a partir de la geomorfología de las masas de hielo y sus depósitos generados por sus avances pasados.
- La variación del clima cuando los glaciares estaban en máxima expansión equivale al producto del desnivel ELA - paleoELAS por el gradiente térmico vertical de la tierra.

CAPÍTULO II MARCO TEÓRICO

2.1. Antecedentes de la investigación

Hasta antes del presente trabajo, no se había realizado ningún tipo de investigaciones referentes al registro glaciario del cambio climático sobre el nevado Tunshu. Sin embargo, el nevado en mención es parte de un complejo de nevados perteneciente a los Andes Centrales Suramericanos, que, si viene siendo materia de estudio de otros autores, donde se aplica una metodología similar a la que es mostrada en la presente investigación, con la que se espera poder explicar cómo se viene dando la variación del clima, reflejado en la evolución de los glaciares en los Andes Peruanos.

Cabe resaltar que, estas teorías han sido llevadas a cabo, a partir de observaciones pioneras de distintos investigadores como, por ejemplo: Raimondi que plasmó sus impresiones al conocer la cordillera Blanca en la expedición que realizó en 1862, además de explorar los Andes Centrales donde hizo bosquejos de pinturas y anotó en su libreta las condiciones meteorológicas, biológicas, entre otras de aquel entonces.

Debemos rescatar también una de las primeras expediciones realizadas por el geógrafo y alpinista alemán Kinzl (1939), titulada *TRES EXPEDICIONES DEL "DEUTSCHER ALPENVEREIN"*, en la que fueron atraídos por el encanto de las montañas peruanas. En dicha expedición realizaron el primer levantamiento topográfico detallado para los Andes Centrales incluido el nevado Tunshu, además de recoger valiosa información que es de gran interés actualmente para la glaciología.

No podemos dejar de mencionar los incansables esfuerzos de investigadores como el geógrafo francés Dollfus, dedicado a estudiar los Alpes, los Himalayas y los Andes peruanos. Gracias a sus investigaciones fue uno de los primeros en reconocer los depósitos del Cuaternario en los Andes centrales. Llegando a plantear una posible cronología para los Andes Centrales, a partir del análisis geomorfológico de diversas formaciones aluviales y glaciares del valle del Mantaro, ya que para entonces eran escasos los registros instrumentales y lo siguen siendo más de 50 años después, debido a las mismas condiciones adversas del medio en el que se desarrollan los sistemas glaciares.

Otro investigador que ha trabajado constantemente en el estudio de los andes en los últimos 30 años es Bernard Francou, cuyas numerosas investigaciones, publicaciones, manuales, entre otros; han aportado al desarrollo de la glaciología formando profesionales peruanos tal es el caso de Alcides Ames, Alejo Cochachin, Ricardo Gómez, entre otros.

Con el aporte de dichos investigadores en 1989 Hidrandina S.A. realiza el primer inventario de las cordilleras glaciares del Perú, usando fotografías aéreas del proyecto N° AF-60-17 de 1962– 1963 (Scribd, 2020) y 62336-002 (44) de 1955. Determinándose para los Andes Centrales un área de cobertura glaciar de 116.65 km² y 236 glaciares. Siendo actualmente hasta 04 los inventarios de glaciares y lagunas realizados a nivel nacional, el ultimo realizado por el INAIGEM (2018).

Así mismo, Úbeda (2011) abordó el tema en su tesis titulada “El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico nevado Coropuna (cordillera occidental de los Andes Centrales)”, para optar el grado de doctor en Geografía en la Universidad Complutense de Madrid y Campos (2012) y García (2013) en los sectores suroeste y noroeste respectivamente del mismo complejo volcánico, localizado en la región sur de Perú - Arequipa. (Giráldez, 2011) que trató esa cuestión con el tema “Glacier evolution in the South West slope of nevado Hualcán - Cordillera Blanca”.

Concha (2015) realizó la investigación “Evolución glaciar a finales del Holoceno, en los nevados Salkantay y Humantay, y su impacto frente al cambio climático” Cusco – Perú. Al igual que Iparraguirre (2017), que planteó la investigación titulada “Evolución glaciar a finales del Holoceno en la vertiente occidental de la cuenca Llanganuco” en la cordillera Blanca - Ancash.

Siendo solo dos los estudios realizados cercanos al área de estudio referidos a la dinámica glaciar. El primero de ellos fue realizado por (Quirós, 2013), centrando sus aportes en una investigación sobre el “Impacto del cambio climático en los glaciares de las montañas Colquepucro y Pariaqaqa (Perú)”, realizado para su tesis de maestría de Geografía y Ordenamiento del Territorio presentada en la Universidad Complutense de Madrid, la mencionada tesis ha sido de vital importancia para realizar posteriores comparaciones en el ámbito de los Andes Centrales. El segundo fue

realizado por (Vásquez, 2016), donde se encargó de la investigación titulada “Registro glaciar del cambio climático en el macizo Sulcón cordillera Central”, en su tesis de bachiller para optar el título de Ingeniero Geólogo en la Universidad Nacional del Altiplano de Puno - Perú.

Debemos resaltar que las tesis mencionadas anteriormente han sido ejecutadas en el marco del Proyecto interinstitucional *CRYOPERU*, el cual tiene como objetivo primordial analizar las Altitudes de la Línea de Equilibrio (ELA) presentes y pasadas. Evaluar el impacto del cambio climático y la evolución durante las próximas décadas de los glaciares de la vertiente del Pacífico en los Andes Peruanos (Cryoperu.files.wordpress.com, 2020), haciendo énfasis en campañas de campo realizadas durante el 2015, 2016 y 2017. En ese sentido, los resultados serán apoyados mediante: mapas, gráficos, esquemas, fotografías tomadas durante las campañas, tratando de explicar con ello los factores más resaltantes que dieron origen al relieve glaciar aquí presentado.

2.2. Bases teóricas

2.2.1. Glaciaciones cuaternarias

El planeta Tierra forma un sistema, cuya dinámica ha dado lugar a una serie de transformaciones de carácter estructural y funcional evidenciadas en las diferentes geoformas que presenta la actual superficie (IDEAM, 2020). En ese sentido, la interacción en mayor o menor grado de todos sus elementos permite dar a conocer huellas de procesos, desde épocas remotas hasta la actual. Tal como evidencio hace poco más de cien años Luis Agassiz; en su natal Suiza, encontró grandes bloques de roca en lugares donde aparentemente no había explicación alguna, lo que hizo pensar que en alguna época estuvieron cubiertos de hielo.

Frente a los avances recientes de la ciencia distintos investigadores han logrado determinar la existencia de etapas o tiempos geológicos, habiendo sucedido hasta la fecha cuatro eras, siendo de elemental importancia el conocimiento de la era Cuaternaria. La era Antropozoica como también se le conoce, inicio hace 2.5 millones de años aproximadamente, se caracterizó por ser una época de gran

inestabilidad climática y de grandes cambios en el ambiente. Reflejado en avances, reavances y retrocesos de los glaciares con la consiguiente solidificación del agua en la forma de hielo o nieve. Fue cubriendo todos los continentes de manera particular en ambos hemisferios, pero no al mismo tiempo, sino que mientras unos continentes estaban cubiertos, otros no lo estaban. A ese fenómeno se le llamo Glaciaciones, siendo las huellas (bloques movidos, rocas pulidas o formaciones caóticas) de la última glaciación de la que más información se ha podido recopilar a nivel mundial, a partir de evidencia paleoclimática, geomorfológica, registros de núcleos de hielo, estudios en liquenometría.

Flórez (1992) y otros autores plantean que, entre uno y otro periodo glacial se dieron los Interglaciales, que estuvieron caracterizados por el incremento de la temperatura. Seguidos de Estadiales, periodo que se dio de manera paralela a los anteriormente mencionados con la diferencia que se caracteriza por el descenso en las temperaturas. La causa de un periodo interglacial a una fase glacial puede explicarse por factores externos e internos del planeta. El primero, trata de explicar el rol de la energía emitida y transferida por el Sol, en las variaciones de la órbita del planeta que modifican el clima global debido a que afectan a la distribución de la insolación en la superficie terrestre. Y el segundo, relacionado al entorno biogeofísico terrestre que genera impactos tales como: cambios en el albedo, dinámicas en la posición de los continentes y variaciones en las corrientes oceánicas. Para un mejor entendimiento del periodo Cuaternario ha sido subdividido en dos: el primero conocido como Pleistoceno durante el cual sucedieron distintas etapas glaciales, que finalizaron en el Holoceno, que es el periodo en el que nos encontramos actualmente.

En el ***Pleistoceno***, según Flóres (1992) se dieron cuatro glaciaciones con evidencias históricas en distintas partes del mundo, que corresponden a temperaturas de frío constante. Inició hace 2.5 millones de años, según las intensas investigaciones realizadas en los Andes Centrales de Bolivia por Clapperton et al. (1979), que describe este como el último periodo hasta el cual se remontan las glaciaciones o, dicho de otra manera, un breve recubrimiento de frío. Dollfus (1981), establece en los Andes Intertropicales un corte entre el fin de la última gran fase fría, y probablemente seca del Cuaternario (que tiene su máximo entre 18,000 y 16,000 años antes del presente) y el veloz recalentamiento de los inicios del Holoceno, a partir de

10,000 años atrás, pudo ser precedido por un breve recrudecimiento del frío en el XI milenio (Glacial Tardío).

La última de las cuatro glaciaciones del Pleistoceno según Uriarte (2003), inició hace 115 000 años, y fue más conocida como glaciación Würm (o Wisconsin en América, y popularmente como Edad de hielo). Durante dicho evento descendieron las temperaturas a nivel global dando como consecuencia una expansión del hielo continental, lo cual afectó incluso a zonas tropicales. Está dividido en tres fases, la primera caracterizada por la disminución del oxígeno, disminución del volumen de agua en los océanos de 50 metros aproximadamente y descenso de las temperaturas de las aguas abisales superior a 1.5°C. La segunda caracterizada por el descenso del mar de 20 metros más a causa de una intensa acumulación de hielo en lo largo de los continentes. Se caracteriza por un mayor enfriamiento, aproximadamente 10°C, esto quiere decir que hubo una mayor y menor agudeza del frío. La última fase se caracterizó por ser la más fría de la glaciación, sobre todo en el llamado Último Máximo Glacial el cual se dio entre 23 000 años y 19 000 años antes de nuestra era. Se da un descenso y ascenso del nivel de mar al final de la glaciación que finaliza con el Interglacial conocido como Holoceno.

A una fase fría de la glaciación se lo conoce como: *Último Máximo Glacial (LGM*, por sus siglas en inglés) *Thompson et al.*, (2005) menciona que el análisis de varias series de datos proxy de los Andes Centrales, sugieren un LGM frío y relativamente húmedo. Estimando que, para este periodo en la Cordillera Blanca se dio una disminución de la temperatura de 8 a 12°C, a partir del análisis de testigos de hielo del nevado Huascarán (Perú).

En otros estudios realizados por Smith et al. (2005b, c), que fechó más de 140 bloques en morrenas, en cuatro valles de la Cordillera Oriental que bordean el lado este de la llanura de Junín. Definidas como grupo “a”, “b”, “c” y “d”, siendo las del último grupo (d) de mayor antigüedad con 34 mil y 21 mil años. Aplicando el mismo método para datar morrenas por exposición, en cuatro quebradas diferentes en el ámbito de la Cordillera Blanca. Farber et al. (2005) apoyó las hipótesis planteadas por el anterior autor, logrando determinar para su área de investigación 20,000 años de antigüedad

aproximadamente. Hallando cierta correlación entre los valles orientados al oeste, cerca al Lago Junín.

La variabilidad climática durante las glaciaciones no fue análoga contrariamente a ello se dieron periodos de frío constante, los cuales generaron mantos de hielo sobre el continente en el hemisferio norte que posiblemente provocaron variaciones en la circulación atmosférica y oceánica según teorías de Dokken (1999) y Schmittner (2002). Además, se plantea la existencia de una etapa conocida como **Dryas Reciente (YD)**, por sus siglas en inglés), esta etapa relativamente estable y fría comenzó hace aproximadamente 13,000 años, y se extendió a finales del periodo Pleistoceno con una duración de 1,200 años. Actuando en los Andes centrales de manera que implica el retroceso de los glaciares, a pesar de ello se describen breves periodos de avance. Fue la más larga y reciente de varias interrupciones del calentamiento gradual del clima de la Tierra (*Figura 3*), donde se calcula una disminución desde los 2°C a los 6°C durante esta fase.

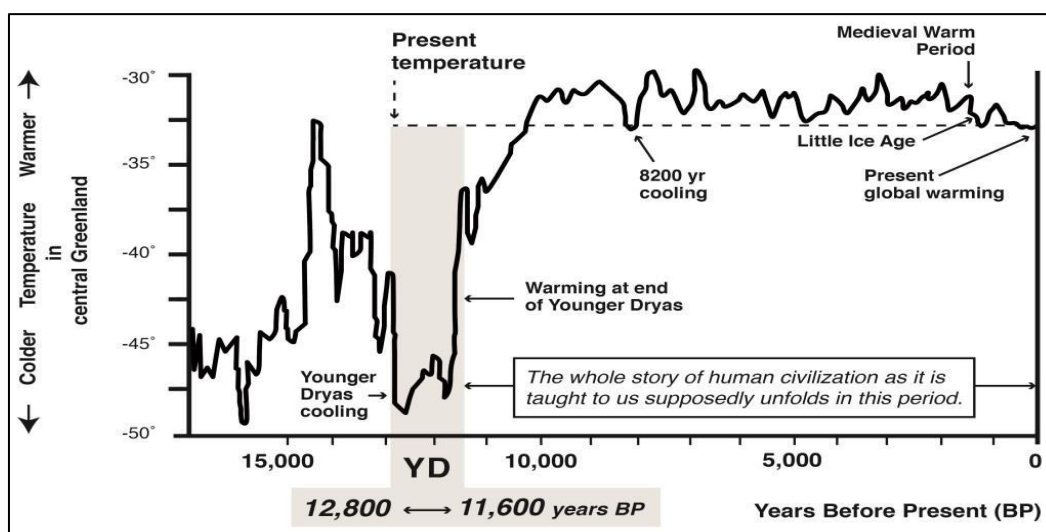


Figura 3. Younger Dryas es un evento climático de brusco enfriamiento que se produjo durante la desglaciación.
Fuente. sacredgeometryinternational.com

El **Holoceno**, el periodo interglaciar actual, inicio hace aproximadamente 11 000 años, y se caracterizó por un aumento progresivo en las temperaturas (cálido) (*Figura 4*), con ciertas fases de inestabilidad. Siendo al final de este periodo donde los glaciares comienzan a derretirse a nivel global; consecuencia de ello el nivel de los océanos comienza a incrementarse de manera progresiva hasta ser el actual. Es así como la Tierra entró al actual periodo Interglacial conocido como la Pequeña Edad

climáticos. (Jiménez, 2020) plantea una posible explicación en los cambios lentos y cíclicos en la excentricidad de la órbita y en la orientación e inclinación del eje terrestre han promovido la modificación de los patrones de evaporación y precipitación, así como en las modificaciones de las estaciones a lo largo de los últimos 730 000 años (Jiménez, 2020) que trajo como consecuencia, el paso de un periodo cálido a uno con frío extremo en el mundo.

Flórez (1992), señala como comienzo del derretimiento acelerado de los glaciares a partir de 1860 (especialmente entre 1880 y 1910). Según los planteamientos de Jomelli et al. (2009), los glaciares alcanzaron su mayor extensión permitiendo fases de acumulación, formación de masas de hielo en la superficie de la Tierra a nivel global. Siendo punto de partida del proceso de desglaciación que observamos actualmente (Francou, B, 2013). Rabatel et al (2008) trata cuestiones de relevante interés en relación con el avance o retroceso de los paleoglaciares y dar a conocer si estas fluctuaciones tuvieron la misma intensidad en latitudes medias y en los trópicos. Recientemente Jomelli (2009) publicó una síntesis de las recientes investigaciones realizadas desde Venezuela hasta Bolivia, manteniendo como base de conocimientos sobre los sedimentos lacustres en Venezuela y sobre las morrenas datadas por métodos liquenometricos en la Cordillera Blanca (Perú), planteando a partir de su investigación que dicho periodo se dio entre el año 1630 y 1680.

Posiblemente, las correlaciones en las cronologías halladas para los Andes Centrales permitan dar a conocer las tendencias del clima para épocas remotas. Estos estudios permitirán establecer la cronología y el retroceso glaciar, analizar las tendencias de los cambios climático y dar a conocer las consecuencias en los glaciares tropicales (Giráldez, 2011). Así como también permiten, validar estimaciones de la concentración actual de glaciares tropicales. Tal como menciona INAIGEM (2018), solo en la Cordillera de los Andes peruanos los glaciares representan el 71%, de las 20 cordilleras existentes con cobertura glaciar, dos ya se extinguieron por efectos de las variaciones en el clima.

Para entender el modelo climático actual, Harris y Mann (2014) plantean, apoyados en la *Figura 2.1* una ciclicidad entre los periodos fríos y cálidos por los que ha pasado la Tierra. Ciclicidad que viene dándose a lo largo de 4,500 años, dentro del cual han

existido periodos más cortos de cambios de 56 años. Atribuyendo estos cambios principalmente a la intensificación de la actividad volcánica de origen natural que se dio durante los periodos fríos. Intensificaron sus esfuerzos para dar a conocer las dinámicas para la *PEH*, donde mencionan que se produjeron 90 grandes erupciones de volcanes en el mundo, y, de ellas 4 se dieron en 1660. Por otro lado, si observamos la prolongación entre los periodos fríos (celeste) y cálidos (naranja), vemos que durante B.C. (antes de Cristo) estos eran más prolongados, mientras que desde A.D. (después de Cristo) estos periodos se acortan.

Otro punto que podemos resaltar es, cuando los autores mencionan la erupción del volcán Pinatubo en 1991 y, los efectos que tuvo en la temperatura media del mundo. Debido a que el efecto de los gases y cenizas emitidas por la actividad volcánica, son causantes de contaminación y lluvias ácidas. En ese sentido, dependiendo de la intensidad de estos eventos pueden obstaculizar el paso de la energía solar y ocasionar cambios temporales en las temperaturas de la atmósfera (IDEAM, 2020).

Es decir, podría reducir el albedo, generando variaciones en el intercambio entre el calor y humedad en la superficie y la atmósfera. Seguidamente se evidencia un corto periodo de bajas temperaturas, que es recuperado rápidamente por un periodo de calentamiento hasta el 2014. A partir de donde vemos que existe un descenso más prolongado, hasta el 2020 que se marca como el año más frío, para luego aparentemente volver a elevarse hasta el 2038 según sus proyecciones.

Con todo lo anteriormente expuesto, los autores atribuyen tan solo causas naturales para explicar la variación en la temperatura global, sin tomar en cuenta otros aspectos de relevante interés, como la época de industrialización, el incremento de carbono en la atmósfera, entre otros.

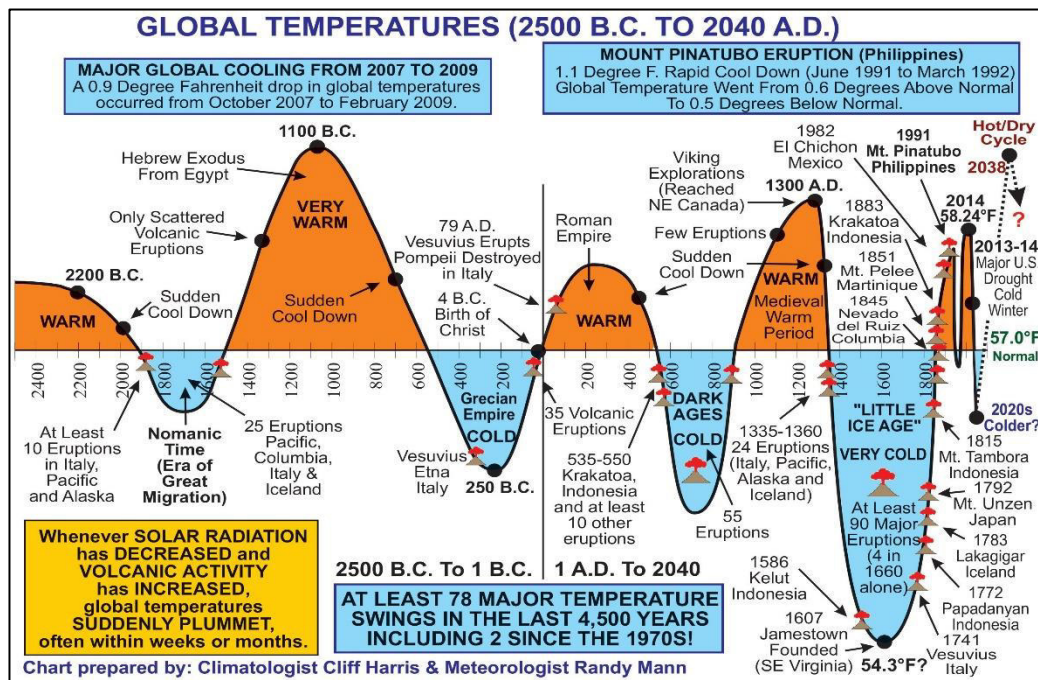


Figura 5. Estimación de las temperaturas globales (2500 BC. A 2040 A.D.).

Fuente. Climatologist Cliff Harris & Meteorologist Randy Mann (2014).

Por otro lado (Jiménez, 2020) menciona la probabilidad del declive máximo de frío tenga relación con el resultado de la falta de actividad solar. Según sus teorías, el Sol no ha tenido un comportamiento invariable y, en el último milenio ha mostrado periodos de mayor o menor actividad con niveles más extremos que los de nuestros días.

En síntesis, advierte (Jiménez, 2020) (Brian, 2009) que el carácter cíclico natural de los cambios climáticos supondría que se produciría otra edad de hielo, pero es probable que no se produzca debido a la alteración del modelo climático provocado por la intervención del hombre. Plantea entonces que la Pequeña Edad de Hielo fue sucedida por dos etapas de calentamiento: la primera se produjo desde mediados del siglo XIX hasta 1945 y el segundo desde 1975 hasta nuestros días. Teoría que es apoyada por las investigaciones de Francou (2012) en relación con la pérdida de los glaciares de los Andes Tropicales se encuentra ligada a las variaciones en el medioambiente, producto de la tala indiscriminada y de la conversión de los suelos, han generado un aumento del dióxido de carbono.

A lo anterior se debe sumar la combustión de carbón, aceite y gasolina, el desarrollo poblacional, los monocultivos y el ascenso de la producción ganadera contribuyen al incremento de la concentración de los gases responsables del efecto invernadero, lo

que ha generado un aumento gradual y constante de la temperatura en los últimos 150 años (Jiménez, 2020).

Uriarte (2003), también ha apoyado estas teorías en relación con las causas y efectos de la desglaciación, que plantea al dióxido de carbono como el principal factor que acelera la fusión glaciaria a nivel global, aumentando en casi 100 ppm. Por otro lado, el aumento de la temperatura del aire hizo incrementar el vapor del agua en la atmósfera, forzando el efecto invernadero. Menciona también causas astronómicas en base a: los ciclos de Milancovitch 22000 años antes del presente donde aparentemente se incrementó la fusión de los glaciares, por causa del incremento de la radiación solar en las latitudes altas del hemisferio norte (sobre todo en verano). Esto ligado a la disminución del albedo, lo cual es determinante para un incremento de la insolación

2.2.2. Cambio Climático en los Andes Tropicales

El clima en la Tierra viene experimentando un anómalo y acelerado calentamiento desde mediados del siglo XX, generando una grave turbación sobre los potenciales impactos que podría generar como son: grandes extensiones de inundaciones, sequías, desertificación, fenómenos meteorológicos adversos, etc.; daños que suelen ser más intensos en los países en desarrollo, dado que son los más vulnerables (Budyko, 1974; Ledesma, 2011; Blázquez, 2011; IPCC, 2014).

En ese sentido, los Andes Tropicales (*Figura 6*) son una de las áreas de mayor importancia en biodiversidad global más amenazadas por los efectos combinados de la pérdida y fragmentación de hábitat, la sobreexplotación de recursos naturales (Mittermeier, Myers, Fonseca, & Olivieri, 1998) y el cambio climático (Jetz, Wilcove, & Dobson, 2007). Los datos climáticos recogidos y validados hasta la fecha por las instituciones competentes sugieren que, en los últimos años, el nivel de variabilidad del clima en los Andes de los trópicos ha superado umbrales históricamente documentados. Siendo el patrón más claro de cambio climático en los Andes Tropicales el calentamiento en la temperatura del aire cerca de la superficie, la cual es mayor en los Andes subtropicales y en la vertiente oriental.

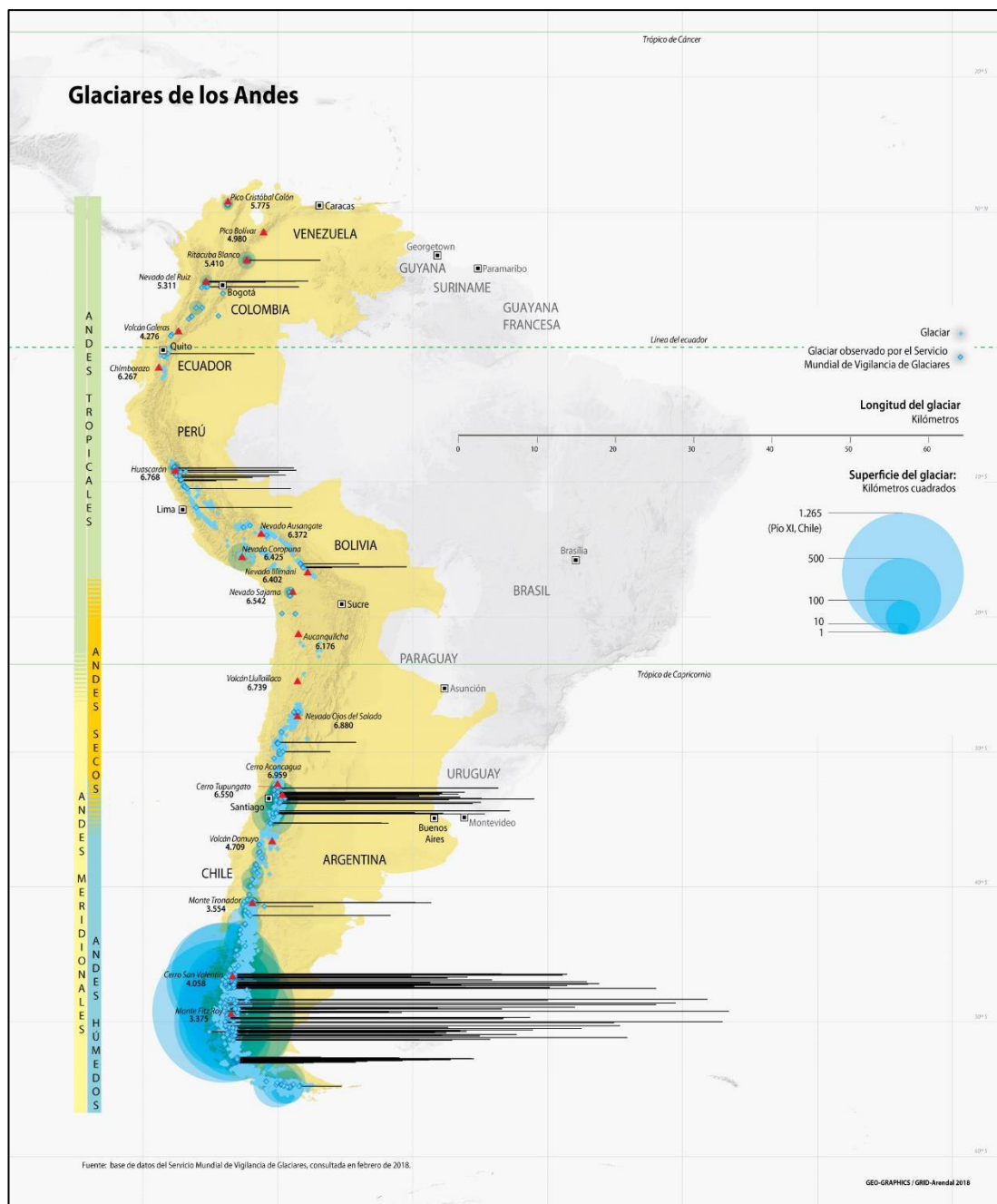


Figura 6. Distribución de la superficie de los glaciares a lo largo de la cordillera de los Andes.
Fuente. Observatoire de Recherche pour l'Environnement (ORE).

La temperatura promedio anual en los países norandinos (Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú) se ha incrementado en 0,8 °C en promedio durante el siglo XX (SENAMHI, 2007). Dicha cifra es un aproximado de las tendencias observadas en el clima andino en estudios recientes. Sin embargo, por la aplicación de diferentes períodos de tiempo y metodologías de análisis en los estudios mencionados, es difícil realizar una evaluación integrada.

Ahora bien, el conjunto de los glaciares andinos, desde Colombia hasta Chile y Argentina han experimentado una drástica reducción en volumen desde 1970, fenómeno que se ha acelerado en los últimos años (Mark y Seltzer 2003; Leiva 2006; Vuille *et al.* 2008). Este fenómeno es consecuencia indirecta del aumento de las temperaturas, las cuales causa un aumento de la lluvia en lugar de nieve en los flancos inferiores de los nevados. De este modo, el hielo está expuesto y se aumenta la absorción de la energía solar y mejoran las condiciones para el desglaciamiento (Favier *et al.* 2004). Tal es así que se han desarrollado proyecciones sobre el cambio climático en los Andes, estas se desarrollan entre escenarios con 2 °C hasta 5 °C de aumento para el año 2100, dependiendo de los escenarios de emisiones y la ubicación (Urrutia y Viulle 2009): en los Andes subtropicales hasta 5°C (Marengo *et al.* 2009), en el altiplano andino hasta 3,5°C (Solman *et al.* 2007; Núñez *et al.* 2008), en el flanco oriental de los Andes hasta 4°C (Solman *et al.* 2007; Núñez *et al.* 2008), en el sureste y este central de los Andes peruanos más de 2° C (SENAMHI 2007a y 2007b). Por último, los cambios en las precipitaciones proyectadas al final del siglo XXI aluden un incremento de la precipitación en la temporada húmeda en los países subtropicales del continente (diciembre a febrero) y una disminución general de lluvias en la temporada seca (junio a agosto) (Vera *et al.* 2006; Christensen *et al.* 2007).

2.2.3. Factores que controlan el modelado del relieve

Se van a documentar las características principales de los factores que tienen influencia directa sobre las dinámicas del relieve glaciar, a lo largo de la Cordillera de los Andes en América del Sur. Desde una escala regional a una escala local haciendo énfasis en el área de estudio, los mismos que han hecho de este un territorio complejo en sus diferentes aspectos: geográfico, climático, morfológico, geológico y ecológico.

A. Climatología

El Perú está ubicado entre los primeros 20° de latitud sur del Ecuador que, como resultado de esa condición geográfica, debería de tener un clima tropical y húmedo (cálido y lluvioso) al igual que su homólogo en el hemisferio boreal. Tal como determina la clasificación de los regímenes climáticos a nivel global (Llosa, 2020). Sin embargo, esta situación solo ocurre al lado oriental (Brasil), y en el punto más

noroccidental del país (Tumbes). Siendo el resto del territorio afectado por la influencia de distintos factores y accidentes que sobrepasan fronteras de escala nacional, para obedecer a fenómenos de escala global.

Los factores latitudinales, oceánicos y orográficos son condicionados por la barrera topográfica de la cordillera occidental, por las corrientes marinas que se desplazan desde altas latitudes y siguen en dirección paralela a las costas de América del Sur; las mismas que van generando en el territorio peruano notables variables en las condiciones climáticas como muy pocos países en el mundo.

Entre las principales variables que afectan a las condiciones del clima en Perú, se tiene a los patrones de circulación, las corrientes oceánicas, las masas de aire de la alta atmósfera, la posición astronómica sobre la superficie de la tierra y las características de la superficie sobre todo la elevación y la exposición. Estas condiciones están sujetas a la influencia de los siguientes factores.

- La ***Cordillera de los Andes***, es el principal accidente geográfico que atraviesa América del Sur, es una sucesión desordenada y variada de nudos y montañas, abras, contrafuertes, entre otros, los cuales se cruzan y proyectan en distintas direcciones. Con 9000 km de largo y hasta 750 km de ancho; superando a macizos montañosos como los Pirineos. Se debe considerar que: de un lado la cordillera de los Andes impide el paso de las nubes procedentes de la vertiente oriental del continente suramericano; y del otro, las relaciones entre la predominancia de los vientos alisios del sureste y las temperaturas frías de la Corriente Peruana o de Humboldt. Los que, al enfriar el aire impiden la evaporación del agua del Océano Pacífico, evitando que se produzcan «normalmente» lluvias en la extensa franja costera. Determinando que el sur de Perú y el norte de Chile son considerados como las zonas más secas del mundo (Llosa, 2020).

Los Andes atraviesan el territorio peruano con una altura media de 4000 m.s.n.m, este hecho no solo afecta la distribución de temperatura, humedad y presión atmosférica. Sino también que, a partir de ella se han generado pisos altitudinales (Pulgar, 1996), que definen y marcan contrastes entre el relieve, la vegetación y el clima a ambos lados de los andes. Aportando a las afirmaciones antes descritas Dollfus (1965), generó un

importante aporte descrito en la *Figura 7*, la cual contiene un corte estructural de los Andes. Se define, en el cuadro (1) series paleozoicas más o menos metamórficas y (plutónicas), granítica; (2) batolitos graníticos recientes (Secundario y Terciario); (3) depósitos terciarios continentales no metamórficos; (4) series sedimentarias y volcánicas secundarias; (5) lavas terciarias.

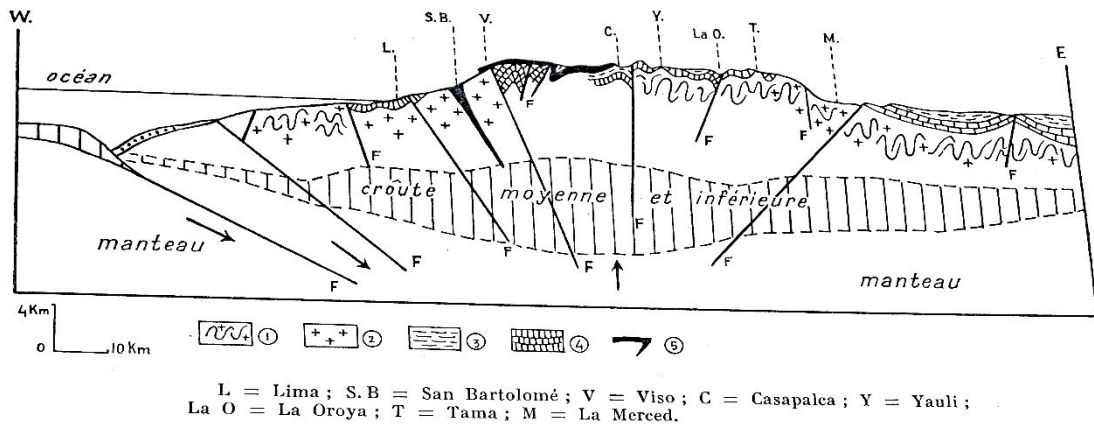


Figura 7. Situación geográfica en la que se encuentra la cordillera de los Andes, nótese el corte estructural.

Fuente. Dollfus (1965)

Considerada la cadena tropical más alta del mundo, es también un sistema con aspectos nevados que varían según la situación geográfica. La misma que acumula espesas masas de hielo posiblemente del Cuaternario, en él se localizan los glaciares del trópico señalados “glaciares tropicales”. El trópico es un término usado cuando en dos latitudes el Sol alcanza el cenit una vez al año, mostrando una pequeña variación anual de la temperatura del aire al ser comparada con su variación diurna (Kaser & Osmaston, 2002).

En relación con su vínculo con el Ecuador climático, los Andes peruanos son más “tropicales” debido a que alberga climas con estaciones hídricas más marcadas (Dollfus, 1981). Asimismo, la orientación de sus valles influye en las direcciones de los vientos, dando lugar a desplazamientos de tipo orográfico. Distribuidas a nivel nacional y dividida en tres cadenas montañosas de las 18 cordilleras glaciares actuales (*Figura 8*).

La **Cadena o Cordillera Occidental** es la línea divisoria que separa las vertientes del Pacífico y Atlántico, paralela a la costa y la que esta más al oeste y próxima al mar. Se caracteriza por ostentar los picos más altos, con cimas que sobrepasan 6,000 m.s.n.m. Alberga cordilleras nevadas con efectos de la reciente glaciación, la misma que ha dejado como evidencia lagos esparcidos en las partes bajas (Lago Titicaca) o elevados conos volcánicos antiguos y modernos. En ninguna parte el contraste es tan neto entre el flanco seco del Pacífico y la vertiente húmeda selvática (Dollfus, 1981).

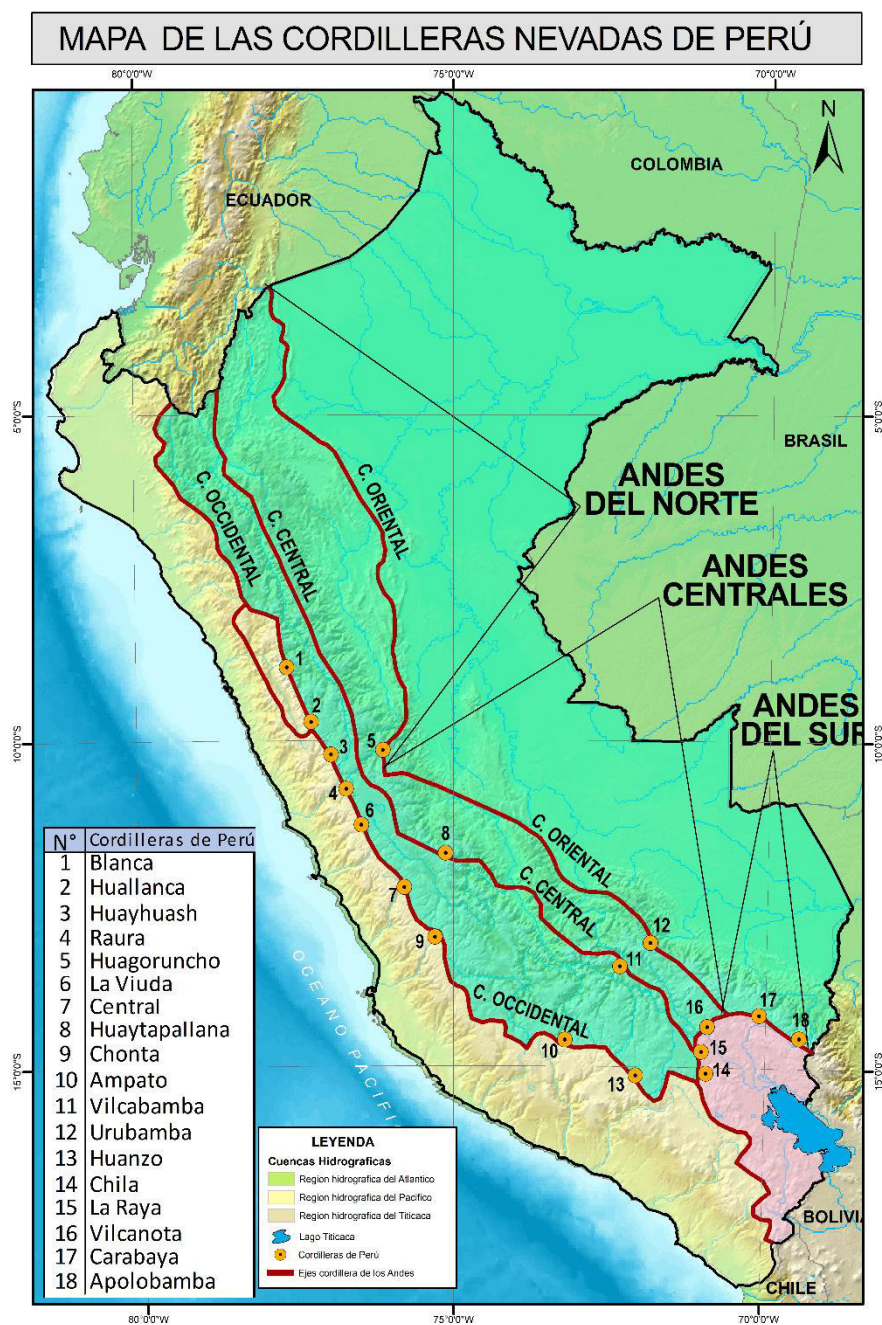


Figura 8. Distribución de las tres Cordilleras en el ámbito peruano.

Fuente. Elaboración propia, adaptado de la Autoridad Nacional del Agua (2014).

La **Cadena Central y Oriental de los Andes** representan las cadenas más antiguas y hermosas, esta región está expuesta a una alta precipitación causando erosión en el terreno. La misma que ha dado lugar a una configuración angular de valles profundos cortados en forma de V. Forma pongos, así como también desfiladeros abruptos, debido a la gran humedad, la precipitación y a las elevadas temperaturas de esta zona; ha generado también abundantes minerales arcillosos que han de influir en procesos geodinámicos. Están influidos principalmente por las masas de aire originadas por vientos húmedos del Atlántico Tropical y la cuenca amazónica (Vuille M.; Bradley R., 2000).

La **Corriente de Humboldt** y el **Anticiclón del Pacífico Suroriental**, influyen disminuyendo o aumentando la evaporación del agua del Océano Pacífico, con efectos inmediatos en la faja costera peruana. La primera se extiende aproximadamente hasta los 6° de latitud (frente al departamento de Lambayeque) y se desarrolla entre julio a octubre (Barker, 2001) (*Figura 9*).

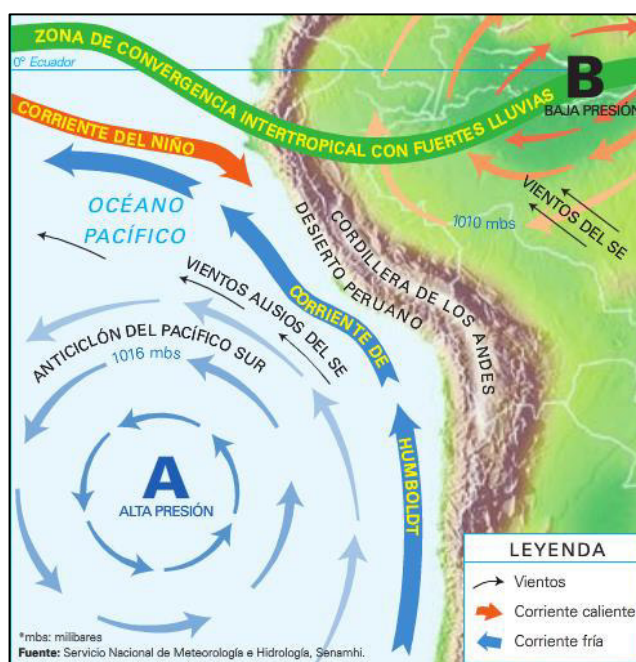


Figura 9. Desplazamiento del Anticiclón del Pacífico Sur sobre las costas de Perú.

Fuente. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología.

Sus aguas frías se desplazan del sur hacia norte y se refleja en la temperatura y la aridez en estas latitudes; da lugar a la formación de neblinas y nubes bajas muy densas que se mantienen entre los 500 a 800 m.s.n.m. Es por este motivo que la temperatura anual de Lima (20°C) es menor a la de Bahía (26°C), en la costa atlántica de Brasil (CRYOPERU, 2019) (*worldweather.com*). Ocurre que al enfriarse la troposfera se

genera una inversión térmica en un intervalo reducido de altitud, bloqueando los procesos de condensación y precipitación, de este modo impide que la costa influenciada por esta corriente reciba los aportes de lluvias procedentes del océano (Quirós, 2013) (CRYOPERU, 2019).

El *Anticiclón del Pacífico Suroriental*, referido a una corriente con efectos inversos a la anterior mencionada. Estas aguas cálidas son originadas en la zona de calma ecuatorial del Pacífico, las cuales al ser desplazadas hacia el Sur aumenta la evapotranspiración del agua marina, dando lugar a la formación de cúmulos, para luego transformarlas en tormentas y lluvias intensas (*Figura 10*).

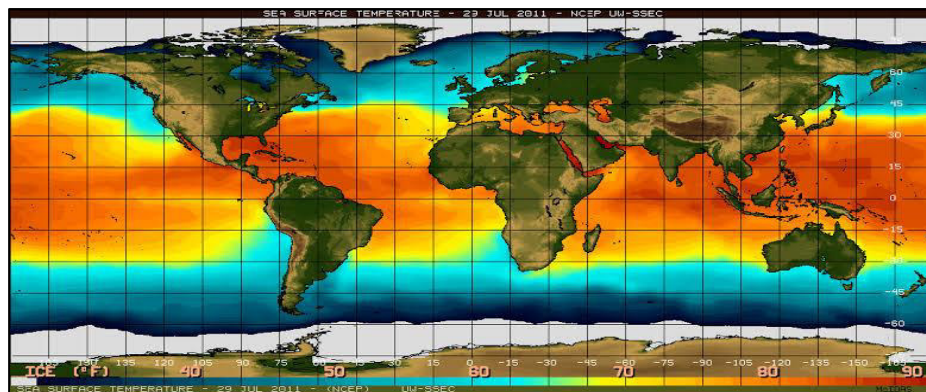


Figura 10. Temperatura media de la superficie de los océanos los tonos amarillentos y naranjas indican altas temperaturas durante el día.

Fuente. Physical Oceanography Center (2009), www.meteoblue.com.

- Los Regímenes Anuales de la *Zona de Convergencia Inter-Tropical* (ZCIT), en ausencia de cualquier evento en que los Andes Centrales reciban precipitaciones de origen oceánico, toda la precipitación que recibe la región procede de la cuenca del Amazonas. Con un régimen determinado por los ciclos de variación anual de la Zona de Convergencia Inter-Tropical y las invasiones de las depresiones del frente polar antártico (Strahler & Strahler, 1989) (*Figura 11*).

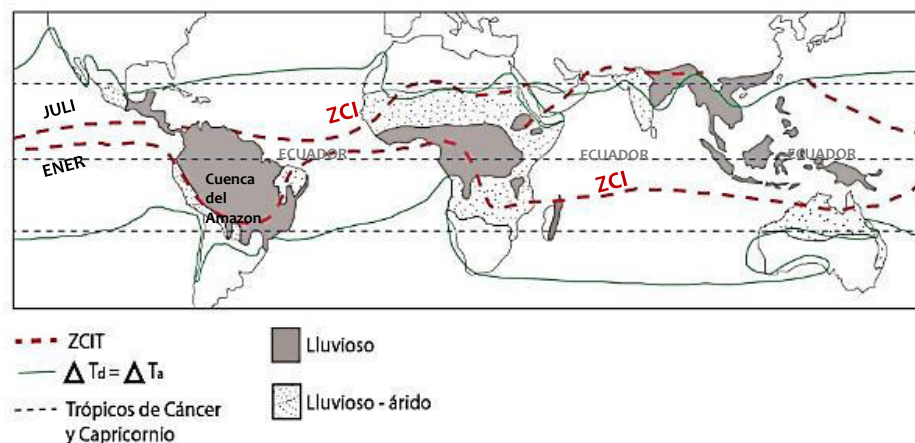


Figura 11. Franja de los trópicos, donde: ΔT_d , rango de temperatura diaria; ΔT_a , rango de temperatura anual.

Fuente. Adaptado de Lauer, 1975; Liljequist and Cehak, 1984; Paffen, 1967

En esta región del globo terrestre es donde convergen grandes cantidades de masas de aire cálido y húmedo, provenientes del norte y del sur de la zona Intertropical que generan precipitaciones abundantes en las latitudes ecuatoriales, tal como muestra la *Figura 12*. Mientras que la *Figura 13*, muestra la migración de la ZCIT en América del Sur (línea naranja) a través de imágenes del satélite GOES-12.

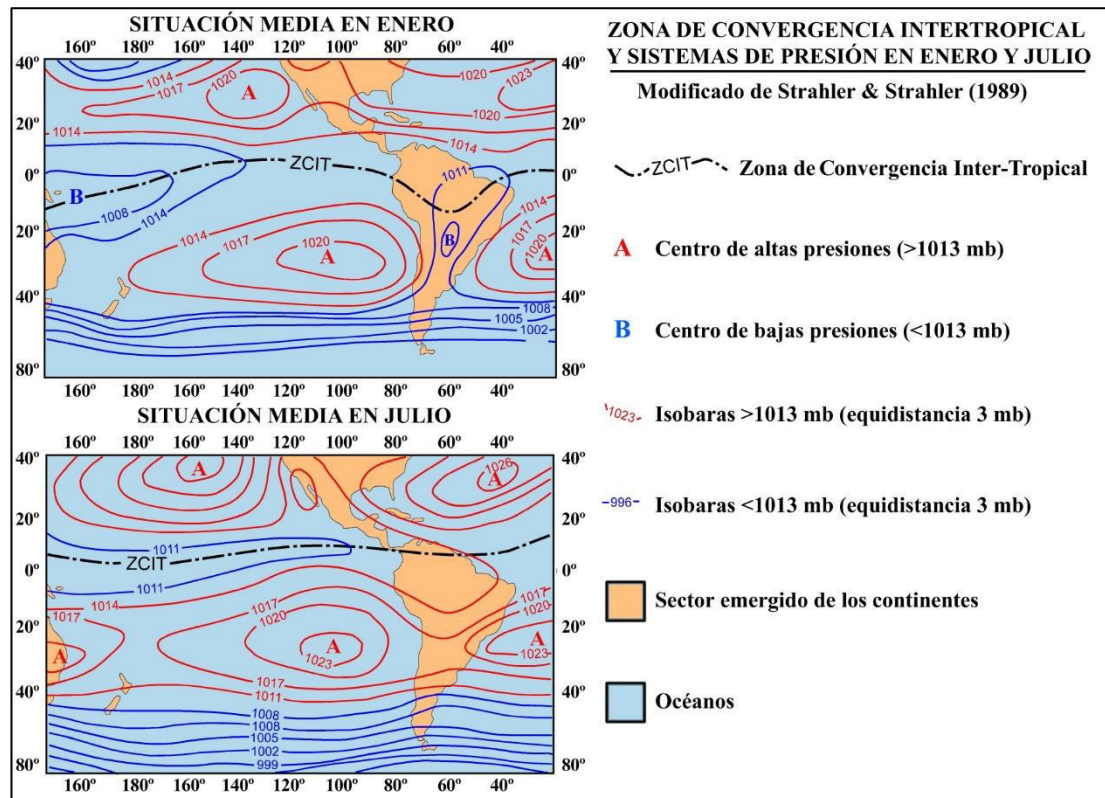


Figura 12. Vista al detalle de las zonas de altas y bajas presiones, la línea negra muestra la variación anual de la ZCIT, las líneas rojas evidencian centros de altas (A) y bajas presiones (B).

Fuente. Adaptado de Strahler (1989).

La misma que durante el verano austral (hemisferio sur) se extiende generando procesos como la evaporación, la cual va favoreciendo la formación de nubes cargadas de humedad. Desencadenando copiosas tormentas, por ello es considerado el principal generador del cinturón de lluvias tropicales, las que son recibidas en mayor medida por los Andes Centrales y la cuenca del Amazonas. Mientras que en el verano boreal (hemisferio norte) toda la humedad se traslada hacia el Ecuador sobrepasando el Trópico de Cáncer (23°27'), hasta alcanzar el Sahara. Se relaciona también con el monzón de la India, dejando a los Andes con una marcada época seca con escasas precipitaciones durante el invierno en el hemisferio sur.

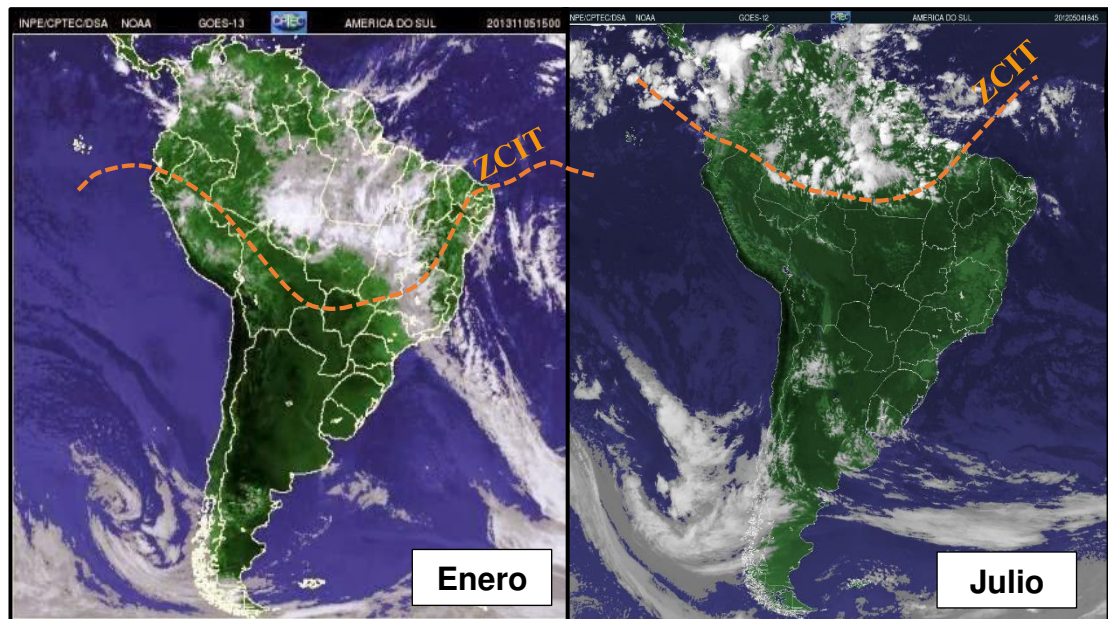


Figura 13. En línea naranja la migración de la ZCIT en América del Sur.

Fuente. Adaptado del Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) – Brazil (2012 y 2013).

Fuente. www.geography.com.

- El **Fenómeno de El Niño Oscilación Sur** y la **Corriente de El Niño**, es parte de un flujo de aguas cálidas estacionales que se presenta de diciembre a marzo. También toma el nombre de contracorriente y se dirige paralelamente por las costas de Perú al igual que la corriente de Humboldt. Esta corriente, ocasiona un fenómeno climático y cíclico que provoca estragos en todo el mundo, siendo América del Sur una de las zonas más afectadas debido a las lluvias intensas que genera la Oscilación del Sur El Niño, ENSO (por sus siglas en inglés).

Tiene su origen en el Océano Pacífico, cerca de Australia e Indonesia. En sus más de 7 milenios de ocurrencias ha traído consecuencias a nivel global como el cambio de la circulación atmosférica, el calentamiento global del planeta y el incremento en la temperatura de las aguas costeras durante las últimas décadas. Se señala en la *Figura 14*, el perfil térmico vertical del Océano Pacífico durante el evento ENSO 1,997-1,998; la temperatura es representada en una gama de colores rojos y naranjas que representan las temperaturas altas y amarillas, verdes y azules las temperaturas más bajas.

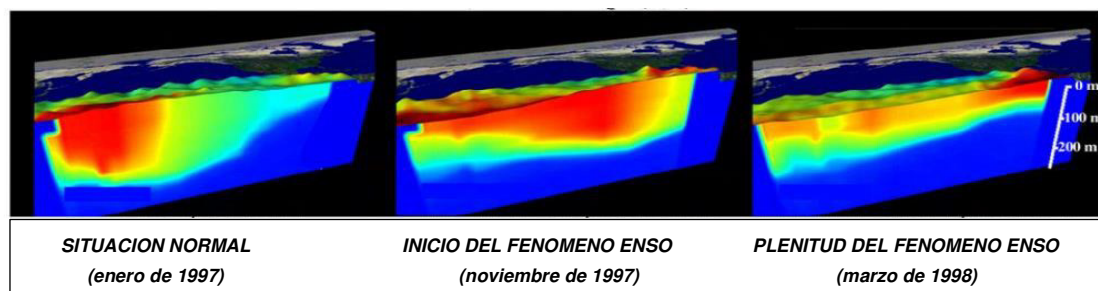


Figura 14. Perfil térmico vertical del Océano Pacífico durante el evento ENSO 1,997-1,998.
Fuente. Adaptado de Borroughs 2003 en Úbeda (2011).

Otros investigadores (Aceituno, 1988.) (Francou, B. & Pizarro, L., 1985), concluyeron que esos episodios podrían estar relacionados con periodos de sequía que regularmente afectan a los Andes del sur de Perú y el oeste de Bolivia. Esas hipótesis son coherentes con las observaciones del balance de masa realizadas en algunos glaciares, donde la nieve acumulada se redujo considerablemente coincidiendo con episodios ENSO (Francou & Sémiond, 1997).

A.1. Climatología regional

Los cambios en el clima traen nuevas condiciones ambientales, resultantes de modificaciones en el espacio y en el tiempo. Para lo cual, se requieren registros instrumentales de un mínimo de 30 años de antigüedad. La información procesada tiene como objetivo, vincular el balance de masa de los glaciares con la variabilidad climática y la circulación atmosférica a escala regional y compararlo con datos globales. Varios de esos estudios se han focalizado en las variables que son relevantes para los estudios de balance de energía glaciar tales como temperatura, precipitación, humedad y cobertura de nubes convectivas (Rabatel et al. 2013). Sin embargo, no ha sido posible obtener datos meteorológicos del nevado Tunshu. Dollfus (1959) realizó estudios en el ámbito del lago Huampar y el nevado Ushu, ubicado al oeste del área aquí presentado, el mismo que reúne condiciones similares que permiten una visión relativamente precisa del clima en la alta montaña.

De manera complementaria, se identificaron 05 estaciones distribuidas en el ámbito de la subcuenca Pachacayo, de las cuales se ha extraído información de precipitaciones (mm) y temperatura (T°) de los últimos 48 años de registros instrumentales. Es así como se ha recopilado información desde 1965 al 2013,

correspondiente a valores medios, a los cuales se les efectuó una interpolación lineal para las series mensuales de cada subcuenca y su estación de referencia (ANA,2014).

El *Cuadro 4* muestra las estaciones meteorológicas con sus respectivas coordenadas y altura, respecto a este último punto se evidencia que la estación meteorológica a mayor altura es la que se encuentra en la Laguna Huaylacancha ubicada a 4789 m.s.n.m, y la estación meteorológica de Pachacayo, es la que se encuentra a 4315 m.s.n.m siendo la de menor altitud, las mismas que han sido representadas de manera espacial en la *Figura 15*.

ESTACIONES METEOROLÓGICAS DE LA SUB CUENCA PACHACAYO								
N	ESTACIÓN METEOROLÓGICA	LONGITUD	LATITUD	ESTE	NORTE	ALTITUD m.s.n.m	TIEMPO DE REGISTRO	DATOS
1	Laguna Huaylacancha	75° 56.143'	11° 55.994'	398109	8680658	4789	1965 – 2013	Precipitación y Temperatura
2	Represa Calzada	75° 49.661'	11° 57.642'	409884	8677658	4568	1965 – 2013	Precipitación y Temperatura
3	Represa Caullau	75° 48.378'	12° 0.093'	412224	8673146	4461	1965 – 2013	Precipitación y Temperatura
4	Represa Vichecocha	75° 52.185'	11° 53.895'	405281	8684550	4592	1965 – 2013	Precipitación y Temperatura
5	Pachacayo	75° 43.739'	11° 49.411'	420591	8692858	4315	1965 – 2013	Precipitación y Temperatura

Cuadro 4. Relación de las estaciones meteorológicas cercanas al ámbito de estudio, pertenecientes a la subcuenca Pachacayo, para homogenizar el trabajo se contó con datos desde 1965 – 2013 por subcuencas.

Fuente. Elaboración propia a partir de información ANA - SENAMHI (2014).

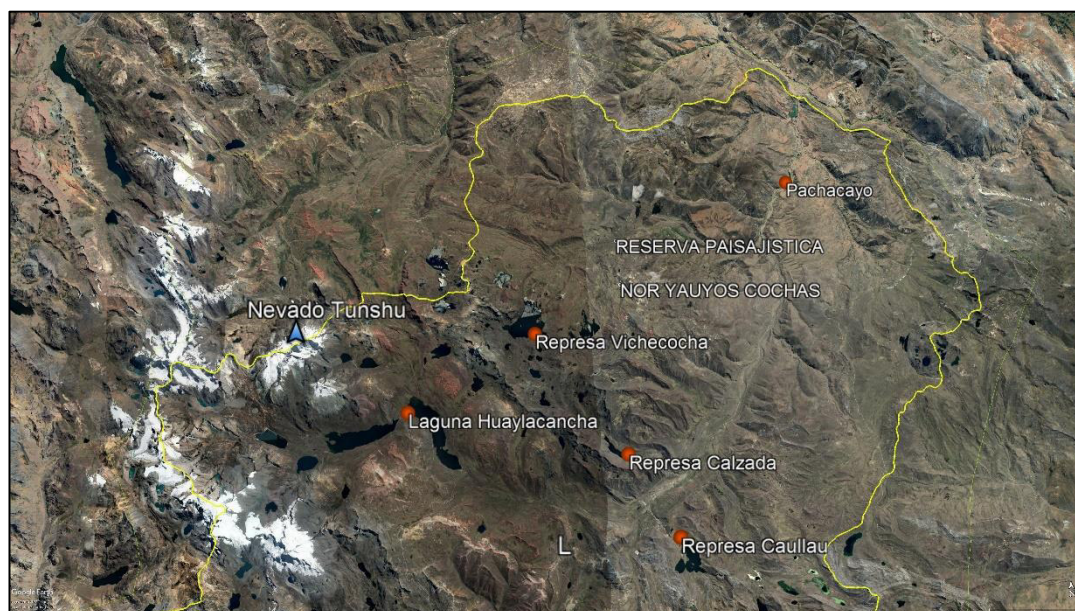


Figura 15. Representación espacial de las Estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio (puntos naranjas).

Fuente. Elaboración propia a partir de la ANA e imagen Google Earth (2019).

A.1.1. Temperatura

Dollfus (1959) menciona que, por encima de 4700 m.s.n.m las heladas son diarias prácticamente todo el año y se deja sentir especialmente en las noches, alcanzando temperaturas inferiores a 0° en los Andes Centrales. Los contrastes de temperatura entre las estaciones del año son muy variables. Durante la época húmeda, las temperaturas diurnas son ligeramente inferiores a 0°C entre diciembre a abril y caen a -10°C. Durante la estación seca, mientras que al mediodía oscilan entre 12°C y 18°C con un cielo admirablemente despejado, por otro lado, las superficies de roca expuestas pueden alcanzar unos 15°C.

De acuerdo con la clasificación climática de Thornthwaite (SENAMHI, 1988), en los Andes Centrales predomina un clima semifrío, lluvioso en el verano y deficiente en el invierno. En ese sentido, la temperatura media anual del ámbito de influencia alcanza de los 16 °C a 18 °C para zonas ubicadas alrededor de los 2,500 a 3,000 m.s.n.m, lugar donde se encuentran ubicadas las principales ciudades. Luego, los valores van disminuyendo mientras se incrementa la altitud, llegándose a tener por sobre los 4,500 m.s.n.m una temperatura media anual de alrededor de 6 °C (Lavado, et al., 2016).

La insolación es alta, así como la evaporación también, vinculadas a las bajas presiones. La humedad relativa es baja, en promedio del 30 al 40%. La porción de agua medida en la evaporación está muy por encima de 1 m de agua por año (2 mm por día en el invierno y 4 mm en junio a septiembre). Los chubascos, distribuidos desigualmente según los años (en 1958 solo había dos o tres, pero veinte en 1959, de mayo a septiembre), rocían las laderas por la mañana. La nieve en las empinadas laderas hacia el oeste puede durar varios días. En el invierno, el cielo amanece despejado cubriéndose gradualmente desde las 11 de la mañana.

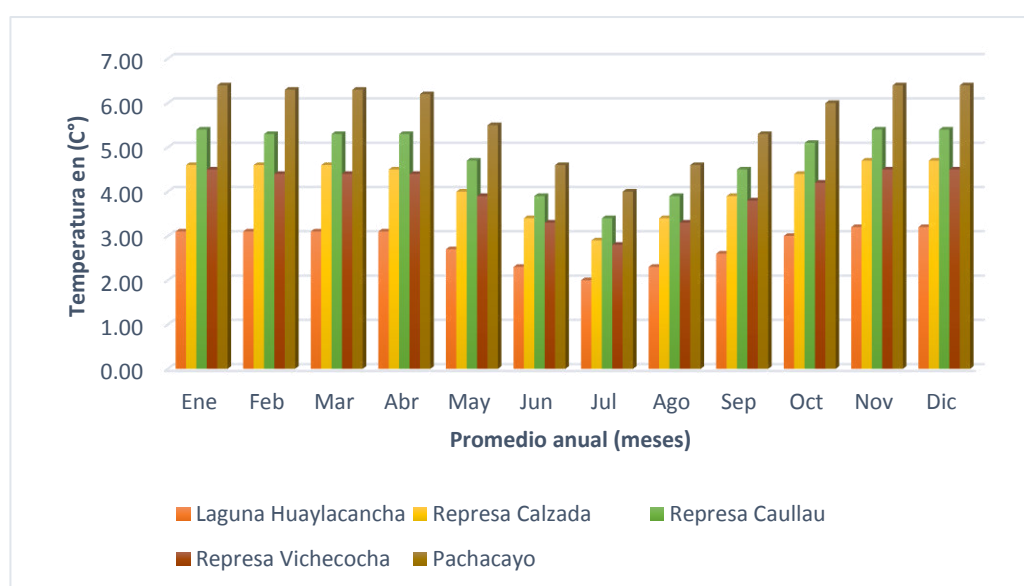
El *Cuadro 5* y el *Gráfico 1* muestran la distribución de temperatura media anual (1965 – 2013) por subcuencas para 5 estaciones meteorológicas analizadas. Se puede observar que los datos de la estación meteorológica Laguna Huaylacancha, corresponden a las temperaturas más bajas, es decir, aquellas que se acercan más al

punto de congelación correspondiendo con la teoría del gradiente térmico vertical, lo cual indica que la temperatura disminuye con la altura.

Registrando temperaturas más bajas en el mes de julio para todas las estaciones, mes en el que se llegó a registrar hasta una temperatura promedio de 2.0 ° C para la estación ubicada en la Laguna Huaylacancha, a una altura de 4789 m.s.n.m (estación meteorológica con mayor altitud en el área de estudio). Contrariamente al punto mencionado anteriormente, tenemos la estación meteorológica Pachacayo, la cual ha registrado en todos los meses las temperaturas ligeramente más altas, con una media de 5.7°C, a una altura de 4325 m.s.n.m.

MES ESTACION	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	T°Media	Altitud
Laguna Huaylacancha	3.1	3.1	3.1	3.1	2.7	2.3	2.0	2.3	2.6	3.0	3.2	3.2	2.8	4789
Represa Calzada	4.0	4.6	4.6	4.5	4.0	3.4	2.9	3.4	3.9	4.4	4.7	4.7	4.1	4568
Represa Caullau	5.4	5.3	5.3	5.3	4.7	3.9	3.4	3.9	4.5	5.1	5.4	5.4	4.8	4461
Represa Vichecocho	4.5	4.4	4.4	4.4	3.9	3.3	2.8	3.3	3.8	4.2	4.5	4.5	4.0	4592
Pachacayo	6.4	6.3	6.3	6.2	5.5	4.6	4.0	4.6	5.3	6.0	6.4	6.4	5.7	4315

*Cuadro 5. Temperatura media anual (1965 – 2013) por subcuencas.
Fuente. Elaboración propia a partir de información ANA - SENAMHI (2014).*



*Gráfico 1. Variación del promedio mensual multianual de la temperatura en las 5 estaciones meteorológicas estudiadas (1965 – 2013) por subcuencas
Fuente. Elaboración propia a partir de información ANA - SENAMHI (2014).*

A.1.2. Precipitación

Las precipitaciones se concentran en la zona nororiental de los Andes Centrales, donde se tiene una media anual mayor a los 800 mm. Estas se dan principalmente en la

estación de verano y son de tipo orográficas, es decir, son producto de la condensación del vapor de agua contenido en la masa de aire que al ascender se enfría, condensa y precipita. Por ello, es que el valor de la media anual disminuye hacia la vertiente occidental de los Andes; esta disminución también está relacionada con la disminución de la altitud. (INAIGEM, 2018). La precipitación cae en forma de chubascos de nieve y lluvia (noviembre a abril), generalmente en la tarde y, el pluviómetro puede registrar cortos periodos diarios de 10 mm. Por debajo de 5000 m.s.n.m. La nieve no se queda mucho tiempo en el suelo, es así como, en las primeras horas de la mañana, está cubierto por una capa de 6 a 8 cm de nieve, la cual se disipa con el transcurrir del día. En relación con la precipitación para un año hidrológico se ha evidenciado dos estaciones bien marcadas: la primera, sería la estación con las más elevadas precipitaciones correspondiente a los meses de enero a abril. Seguido por la época seca, entre mayo a agosto. Para finalizar, se incrementan las precipitaciones nuevamente, entre los meses de septiembre hasta diciembre; sin embargo, estas últimas no se comparan a la intensidad de las obtenidas en los primeros meses, tal como se evidencia los datos del *Cuadro 6* y el *Gráfico 2*.

ESTACION MES	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Media	Altitud
Laguna Huaylacancha	133.9	145.9	148.6	76.8	22.6	8.6	8.2	13.9	38.7	64.5	71.3	111.1	844.1	4789
Represa Calzada	126	137.3	139.8	72.3	21.2	8.1	7.7	13.1	36.4	60.6	67.1	104.6	794.2	4568
Represa Caullau	123.6	134.7	137.1	70.9	20.8	8	7.5	12.9	35.7	59.5	65.8	102.6	779	4461
Represa Vichcocha	124.6	135.8	138.2	71.5	21	8	7.6	13	36	60	66.3	103.4	785.4	4592
Pachacayo	118.5	129.1	131.4	68	20	7.6	7.2	12.3	34.2	57	63	98.3	746.7	4315

Cuadro 6. Variabilidad mensual de la precipitación media (mm). (1965 – 2013) por subcuencas.

Fuente. ELECTROPERÚ (2005).

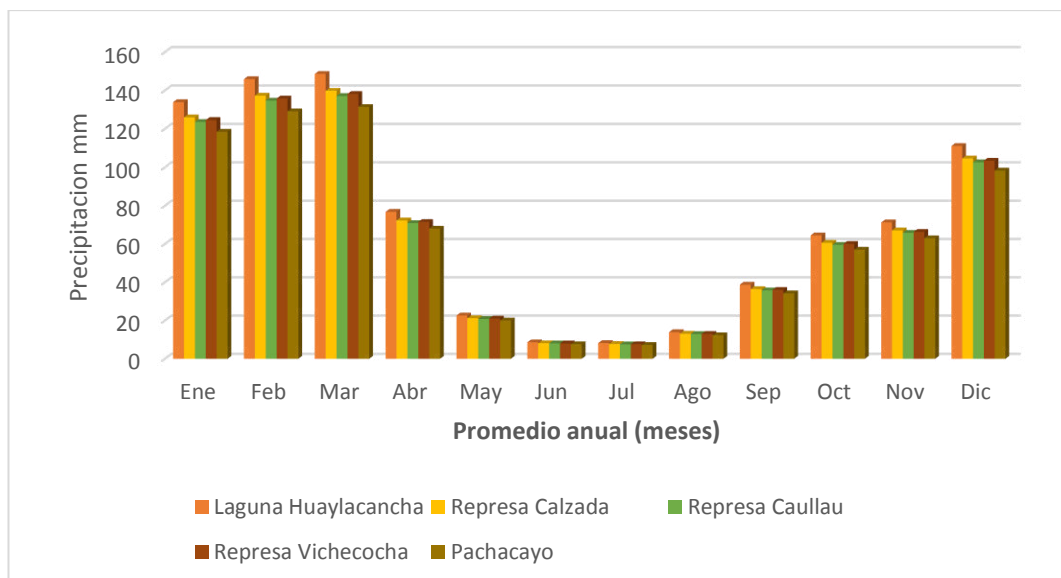


Gráfico 2. Distribución de la variabilidad mensual de la precipitación media (mm) (1965 – 2013) de las estaciones meteorológicas estudiadas.

Fuente. ELECTROPERÚ (2005).

En el *Gráfico 3*, se puede observar la distribución de la variabilidad media multianual de la precipitación (barras verdes) y, su relación con la altitud (línea azul) para el periodo desde 1965 al 2013, del cual se evidencia que la mayor precipitación tiene relación directa con la estación ubicada a mayor altitud.

En ese sentido, la estación ubicada a mayor altura es la laguna Huaylacancha (4789 m.s.n.m) que alberga 844.1(mm), para los años mencionados, evidenciando también una mayor precipitación. Nótese que las precipitaciones descienden con la altitud en la subcuenca, hasta la estación Pachacayo que es la de menor altitud y precipitación.

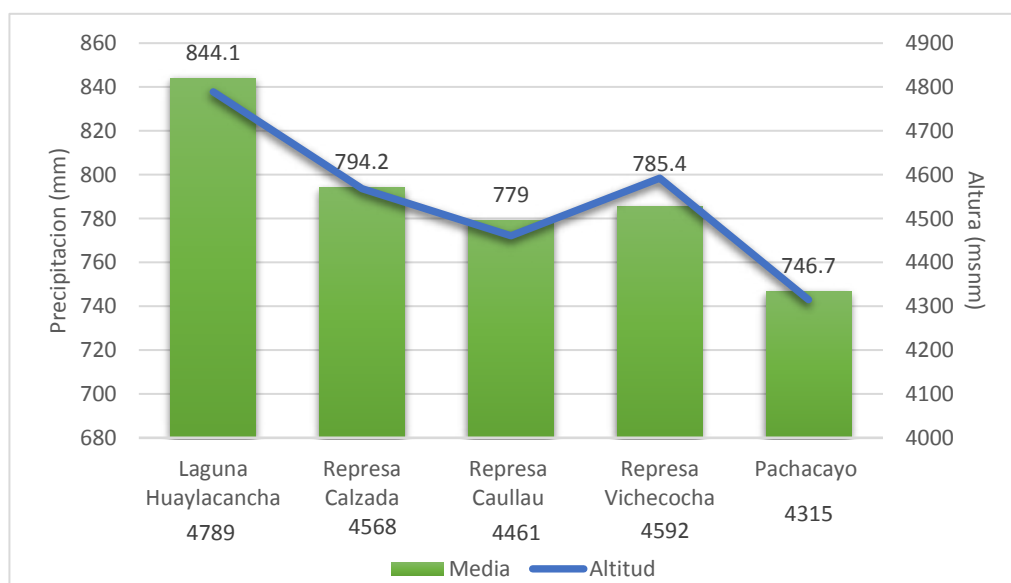


Gráfico 3. Distribución de la variabilidad media multianual de la precipitación (mm) periodo (1965 – 2013), y su relación con altura de las estaciones meteorológicas estudiadas.

Fuente. Elaboración propia a partir de los datos de ELECTROPERÚ (2005).

B. Geología

En relación con el aspecto geológico del área de estudio que corresponde a los cuadrángulos de Matucana y La Oroya, cubren un sector de la Cordillera Occidental, información que es brindada a partir de la fuente oficial del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET, 1996). Según (Clapperton, 1993) y (Flórez A. , 2013) para esta zona, el levantamiento de la cordillera tuvo importantes consecuencias en las características climáticas, en la extensión de las glaciaciones en la red de drenaje y en la dinámica de laderas (Pérez, 2014).

La orogenia o eventos de geodinámica interna en los Andes que vienen dándose desde la era Paleozoica hasta incluso el Mesozoico, a partir de entonces viene liberando energía e intensificando los procesos de erosión fluvial y glacial, modelando el relieve actual y haciendo posible el origen de los macizos montañosos actuales como el nevado Tunshu. El área de estudio se compone de rocas a fines del Cretáceo e inicios del Terciario. Simultáneamente con el levantamiento andino, tuvo lugar la intrusión de grandes masas plutónicas que constituyen el Batolito Costanero. La litología, está relacionada con las transgresiones, regresiones marinas y la actividad volcánica producida durante los periodos Mesozoico y Cenozoico, respectivamente (Vasquez, 2016) (CRYOPERU, 2019).

El nevado Tunshu está formado por dos macizos separados por un tabique de capas rojas metamorizadas; el macizo principal que aflora en el nevado Tunshu, consiste en tonalitas y dioritas con biotita; la diorita contiene restos de un clinopiroxeno en vía de alterarse a anfíbol; el macizo NE o de Vicuña, consiste en tonalita a anfíbol, granodiorita rica en biotita, y variedades porfiríticas de las mismas rocas, las plagioclasas están frecuentemente alteradas a epidota y calcita, feldespáticas, margas, arcilitas, niveles de carbón y algunos afloramientos de origen volcánico compuesto por lavas andesíticas, piroclásticos y domos andesíticos porfiríticos. Se identificaron las siguientes formaciones geológicas.

La ***Formación Jumasha (Ks-j)***, conformada por calizas grises y grises amarillentas, estratificadas en capas medianas y gruesas. Esta unidad se encuentra plegada en su límite occidental y oriental. Además, se presume de la existencia de otras

formaciones como la Celendín. En el sector SE de la hoja de Matucana y al SO de la hoja de La Oroya, se encuentra la formación Jumasha bien expuesta en la Cordillera Occidental. En el límite inferior de la formación se ubican dolomitas y arcillas bituminosas ricas en cherts de la Formación Pariatambo, pasan bruscamente pero sin interrupción de la sedimentación, a las calizas dolomías macizas pobres en materia orgánica y en cherts que forman la base de la Formación Jumasha, seguido en su parte media por calizas en estratos delgados de color grises amarillento algo margoso, en la parte superior las calizas gris azulinas interestratifican en estratos delgados a gruesos, en la mayoría de los casos formando monoclinales (Región Junín, 2015).

Durante el Cretáceo terminal y el inicio del cenozoico se produce una activa sedimentación, la misma que permite la formación de los Alpes, los Andes, el Himalaya y otras grandes cadenas montañosas, además de la configuración de la Amazonia peruana. Para luego dar lugar a la **Formación Casapalca (KSp-C/S)**, la cual corresponde a una sedimentación rítmica molásica; está formada por lutitas, limo litas, areniscas y conglomerados cuyo color rojo se debe a la presencia de hematita, pero también hay de tonos verdes, morados, rosados y blancos, pero en menor proporción. Calizas lacustres, yeso y rocas volcánicas pueden intercalarse. En la parte superior de la formación, en las Altiplanicies son frecuentes los horizontes tobáceos que a veces alcanzan la zona subandina (Miembro 2 de la Formación Sol de Koch y Blissenbach, 1960) (Región Junín, 2015). El grosor de la formación varía mucho, debido a su diacronicidad y a la erosión que la afectó diferentemente según las áreas. Su grosor puede alcanzar 4,000 m.s.n.m en la parte SO de las Altiplanicies, como se ve en el sinclinal de Culee, unos 35 km al sur de La Oroya (Región Junín, 2015) (INGEMMET, 1996).

La erosión glacial de macizos intrusivos (casos de Tunshu y Pariacaca en la hoja La Oroya) o rocas volcánicas (caso de Ticlla, LLongote o Toroyocc en la hoja de Yauyos) ha generado abundantes depósitos cuaternarios recientes, y ha ido formando coberturas en capas delgadas y medianas ampliamente difundidas (INGEMMET, 1996). Así como también se ha depositado en pequeñas depresiones y valles formando pequeñas terrazas y en otros casos, formando una cobertura delgada ya sea, como abanicos aluviales en las desembocaduras de quebradas y causes de los ríos. En ese sentido, Dollfus (1965) propone una cronología para estos a partir de

las terrazas, que se conservan en los valles del río Mantaro y sus tributarios aguas arriba. Fundamentalmente se distingue tres niveles de terrazas (t_3 , t_2 , t_1), en función de su altura respecto al perfil actual de los ríos (Región Junín, 2015). De donde, posiblemente las acumulaciones morrénicas estarían relacionadas con las tres grandes glaciaciones. Hansen et al. (1984) reconocieron núcleos de sedimentos extraídos del lago de Junín y los dataron en varios horizontes por el método C 14, además de estudiar los diagramas de pólenes. Finiquitan que la última gran fase glacial o fase Punrun, que se dio entre 12,000 y 24,000 años atrás, corresponde a la glaciación Pinedale/Wisconsin tardío de Norteamérica y que a ella se deben los arcos morrénicos bien desarrollados en torno al lago de Junín (Región Junín, 2015).

Adicionalmente en el área de estudio se han identificado *depósitos glaciares*, que comprenden desde los depósitos morrénicos antiguos hasta los recientes, los cuales se encuentran en las cabeceras de los valles glaciares o bien cubriendo el fondo, encontrándose sus límites hasta los 3800 m.s.n.m aproximadamente. Se identificó también *depósitos fluvioglaciares*, que acarrearón materiales durante la ruptura y/o colapso de diques morrénicos que encierran lagunas glaciares. La parte frontal de las morrenas son arrasadas por el agua y depositadas en las partes bajas formando una especie de abombamiento. La composición de este material es una mezcla de material morrénico (till) con fragmentos de roca transportados por el agua desde las partes altas (Vasquez, 2016). Y por último se identificó *Depósitos aluviales*, los cuales han sido transportados hasta el pie de los escarpes de las laderas de las montañas, está constituido de material de escombros como gravas y bloques de tamaño muy variado sub-angulosos a angulosos con matriz de limos y arenas.

C. Geomorfología

Las características geomorfológicas actuales, son el resultado de la sucesión de distintos eventos constructivos y destructivos, así como también de la interacción de distintas fases climáticas donde predomina la morfología glacial (Alcalá, 2007). Según la morfogénesis del área de estudio, la cual ha sido el resultado del modelado de distintos agentes y condiciones (clima, precipitación, vegetación, suelo y hielo); siendo el hielo el principal agente erosivo para el relieve presentado. El mismo que,

se comporta como un fluido plástico y en su movimiento realiza trabajos de arranque, trituración, abrasión, transporte y acumulación, quienes son definidos por su morfodinámica. Modelando el estado de la superficie de la litosfera en su dominio glaciar y periglaciar.

Es así como el nevado Tunshu, formado por una serie de eventos geodinámicos, es una gran unidad morfo estructural de la que también es parte otros nevados tales como: Antachaire, Norma, Sullcon, entre otros. Cada uno con su propia dinámica, pero condicionados por los mismos factores modeladores del relieve de escala global, pero con repercusiones de escala local.

Muñoz (1996) definió como glaciares locales a aquellos que se distribuyen en las montañas en todas las latitudes y continentes o también, conocidos como glaciares de circo a aquellos que alcanzan un escaso desarrollo del órgano de evacuación. Y se alojan en enclaves localizados en el borde del límite altitudinal de las nieves perpetuas donde la topografía actual y, las condiciones micro climáticas hacen posible la persistencia de los nevés. Unos enclaves colgados a gran altura que pueden ser cabeceras o tramos altos de valles secundarios o bien rellenos en paredes favorablemente orientadas y expuestas.

No se debe dejar de mencionar los principales aspectos sobre la influencia de la exposición, en la evolución del modelado del relieve en la alta montaña para el área de estudio. La exposición sobre las paredes de las montañas que se encuentran orientadas al oeste y al suroeste; no están prácticamente afectadas por el descongelamiento ellas tienen capas de hielo rectilíneas a veces de roca que puede tener una pendiente de 70° y a veces también más. Estas capas son delgadas y están compuestas de capas de hielo no muy duras que se rompen y a menudo transparentes e inmóviles (Dollfus 1965).

Mientras que el sector oriental recibe de manera perpendicular los primeros rayos del sol. Y donde el hielo nocturno sucumbe muy rápido al recalentamiento de las superficies rocosas a más de 5000 m, y la tensión de vapor de agua es inferior a 3 mm con un aire muy seco. Al caer la nieve enseguida las neblinas la congelan, es decir pueden cristalizarse muy pequeñas agujillas de hielo cuando se encuentra con la

pared, sobre todo cuando ellas reciben las nubes que vienen de la amazonia (Dollfus 1965).

Sin embargo, en la mañana la nieve se derrite rápidamente con el sol. Activando el proceso de gelifracción en las superficies de las paredes orientales, haciéndolas más sensibles a la erosión diferencial desencadenando la caída de rocas de las partes altas. Dollfus (1965), menciona que la apariencia de los glaciares al pie de las paredes orientales es algo diferente de los glaciares que se encuentran debajo de las fachadas occidentales. Debido a que están sujetos a una fusión más rápida y una diagénesis más intensa, debido no solo al aumento de la presión de las avalanchas, sino también a las frecuentes alternancias de heladas superficiales y deshielo, a menudo son grisáceas y están cubiertas de grandes bloques de paredes y pasillos.

A continuación, se analiza la *Figura 16*, la misma que trata de dar a conocer las teorías antes planteadas. El perfil de la pendiente en el área del lago Huampar (Andes Centrales) y su volumen andesítico, mostrando los diferentes modelos relacionados con la exposición. Se detalla pequeños circos huecos en las rocas volcánicas cubiertos por hielo, así como también se muestra las condiciones favorables para la rápida evolución de las laderas de la montaña. Nótese que, a una misma altitud las laderas orientadas al este tienen la parte inferior de su ladera colonizada por ichu {1} andesita y macrodiaclasas subverticales y más o menos en la dirección de la pendiente {2} pared de hielo expuesta al SW. {3} piedra muy pedregosa con grandes bloques. {4} terraplenes criogénicos. {5} mechones de ichu que colonizan el fondo de la pendiente. {6} turba.

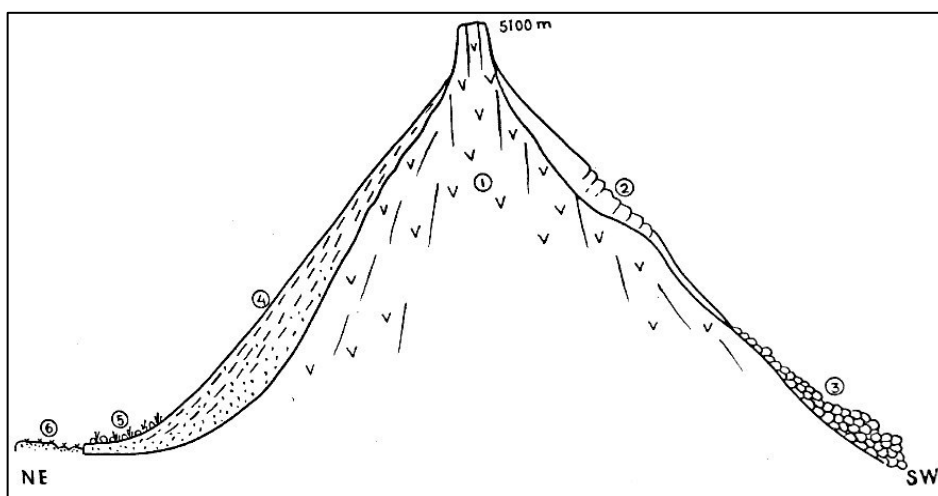


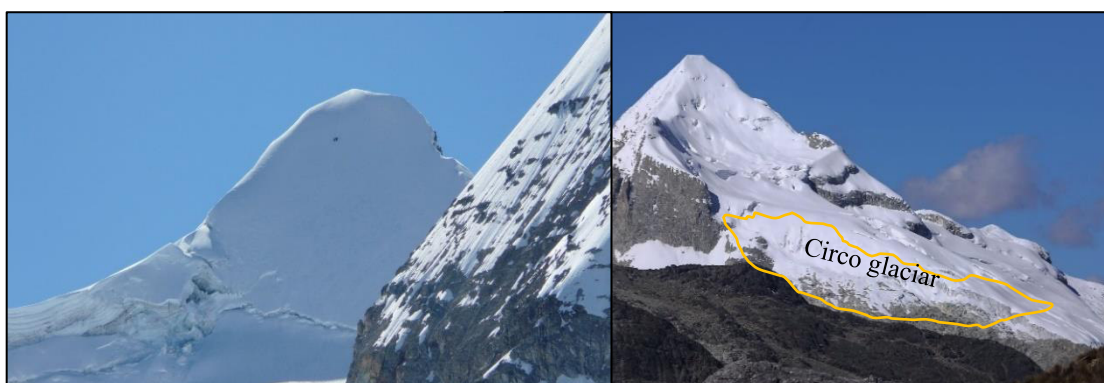
Figura 16. Perfil de la pendiente del área del lago Huampar, mostrando los diferentes modelos relacionados con la exposición.

Fuente: Dollfus 1965

C.1. Unidades geomorfológicas

Las áreas de dominio glaciar en los Andes dependen mucho de la altitud, de la orientación para poder subsistir a la fuerte radiación que se da durante el día y de la acción erosiva del medio. A partir de entonces, ha ido dejando un relieve muy disectado, generando unidades características de los relieves de alta montaña. Es así como en la zona de acumulación de un glaciar, en lo más alto de la montaña (cumbre) se forman crestas, las cuales son poco solidos tienden a formar la dirección del viento en su relieve, y se encuentran rodeados de paredes abruptas y picos triangulares (horns) (*Foto 3*).

Un concepto básico del cual existen distintas definiciones sobre el término “glaciar”. Los glaciares son masas de hielo que se mueven de manera lenta y continua ladera abajo, por la gravedad impulsada por su propio peso (Úbeda, 2011). Van triturando el suelo raspando o puliendo las rocas duras; para ello, el hielo glaciar se halla cargado de fragmentos rocosos de diversos tamaños. La acción erosiva de los glaciares se observa con mayor intensidad en las altas cumbres de las montañas tropicales. El área fuente de las masas glaciares está definido como *circos glaciares*, los cuales se encuentran por encima de los 3500 metros de altitud, generalmente varían de tamaño dependiendo de su localización y su forma, son producto de la abrasión y la sobreexcavación (IDEAM, 2020). Es así como, estas depresiones circulares o semielípticas (*Foto 4*) enmarcadas en las cabeceras de las quebradas o valles, resguardan importantes volúmenes de hielo generalmente muy inaccesibles.



*Foto 3. Izquierda, nevado Tunshu, se puede observar horns, en la parte altas de estas masas de hielo.
Fuente. Beto Pinto (septiembre 2009).*

*Foto 4. Derecha, la línea amarilla se encuentra encerrando a los circos glaciares nevado Tunshu.
Fuente. Propia (agosto 2018).*

El volumen del hielo es el resultado de las precipitaciones solidas que van formando desde copos nieve, nieve granular hasta formar capas de hielo glaciar, a todo ese proceso se le conoce como *sinterización*, que está muy ligado a la temperatura media en un año y a la cantidad de nieve caída en el invierno sea superior a la que se funde en el verano, inclusive puede conservarse por siglos e incluso milenios.

Aguas abajo se observa que distintos depósitos que tienen su origen en la cabecera de avalanchas o aludes, conformadas estas últimas por material suelto del glaciar que por el peso y la fuerte pendiente en la que se encuentran, tienden a desprenderse por la gravedad generando un desplazamiento. En tanta que, el nevado Tunshu presenta una serie de avalanchas en el sector norte (*Foto 5*), las cuales han dado origen a lagunas y estas han ido alimentando a los ríos de la cuenca alta del río Mantaro. Otra forma de relieve son las *lagunas glaciares*, estos cuerpos de agua presentes alrededor del glaciar, tienen un origen morfológico generado por las masas de hielo en su movimiento de avance y retroceso. Se encuentran en depresiones que cedieron por las fuertes presiones ejercidas sobre ellas, y que en un momento determinado estuvieron cubiertos por depósitos glaciares o más conocidos como lenguas glaciares (*Foto 6*). En el área de estudio, las lenguas glaciares están poco desarrolladas y bajan del límite inferior (límite de las nieves) de los glaciares, los cuales están constantemente en una misma exposición y orientación. Estos cuerpos de agua son elementos claves dentro del sistema hídrico, especialmente por su capacidad para captar agua y regular los caudales en temporadas secas (IDEAM, 2020), (Flórez A. , 2013).

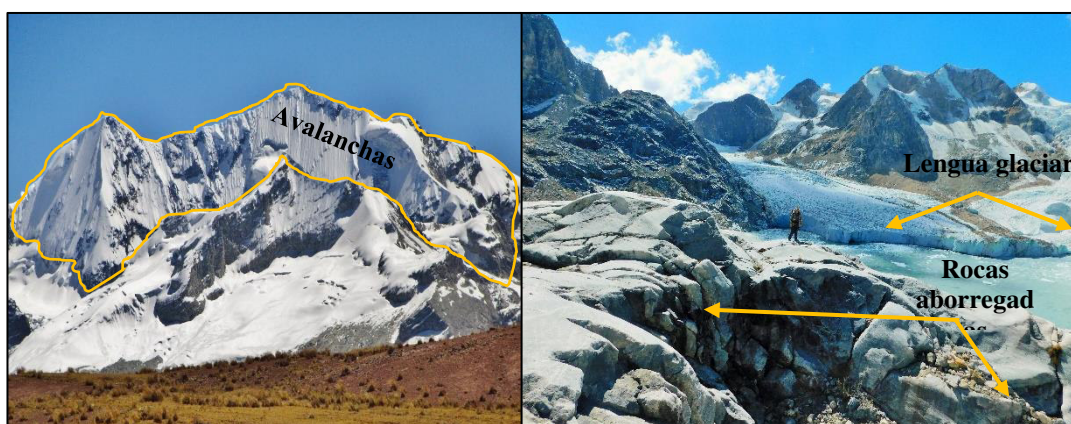


Foto 5. Izquierda, vertiente sur del nevado Tunshu la línea amarilla define a la zona de avalanchas.

Fuente. Marco Jurado (agosto 2017).

Foto 6. Derecha, nevado Norma al Suroeste del nevado Tunshu, se señala con color amarillo las lenguas glaciares que dan origen a la laguna.

Fuente. Propia (agosto 2016).

Por otro lado, se ha evidenciado la presencia de *lechos rocosos pulidos*, superficies casi totalmente uniformes atravesadas por pequeños surcos más o menos rectos, de pocos milímetros de profundidad nombrados *estrías glaciares*. Las rocas sucumbidas por la acción abrasiva del flujo de los glaciares son conocidas como *rocas aborregadas*, (*Foto 7*) definidas como superficies fragmentadas y de tamaño irregular, los cuales muestran en su superficie una especie de arañazos originadas por el paso del glaciar, señalando su dirección de desplazamiento. El nevado Tunshu, presenta grandes áreas con rocas aborregadas poniendo en evidencia grandes extensiones de rastros dejados por el glaciar durante épocas pasadas, heredadas de los recientes periodos fríos del Pleistoceno (ya descubiertos tras la fusión del hielo) (Muñoz, 1996).

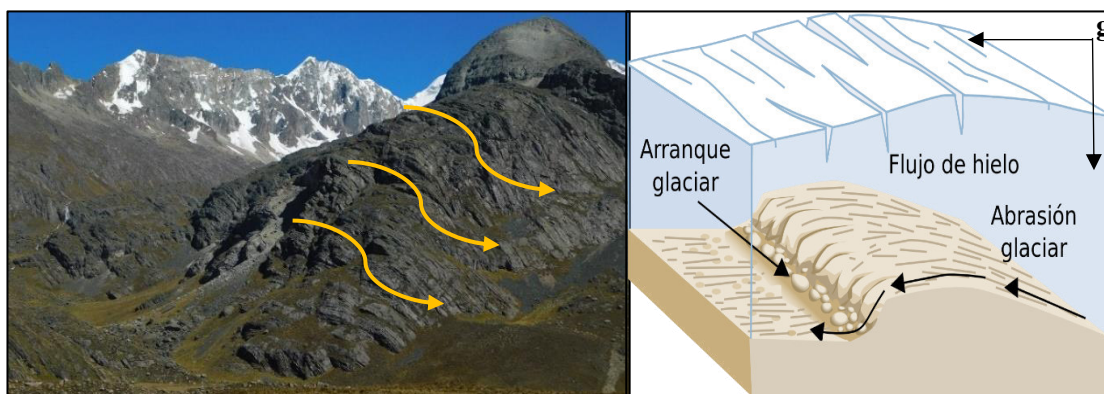


Foto 7. Rocas aborregadas mostrando la dirección del flujo de hielo formadas en el sector sur del nevado Tunshu.

Fuente. Propia (diciembre 2018).

Figura 17. Esquema de la acción abrasiva de un flujo de hielo sobre el relieve en la superficie.

Fuente. Adaptado de Úbeda (2011).

Otra unidad geomorfológica relevante en esta investigación son los depósitos formados durante la dinámica glaciar, rocas con formas angulosas, de tamaño variado y sin clasificar, que se denominan *till* (IDEAM, 2020). Estos tienen por lo general una morfología convexa conocida comúnmente como *morrena*, las mismas que se encuentran distribuidas y muy bien conservadas en las vertientes del nevado Tunshu tal como evidencia la *Foto 8*.

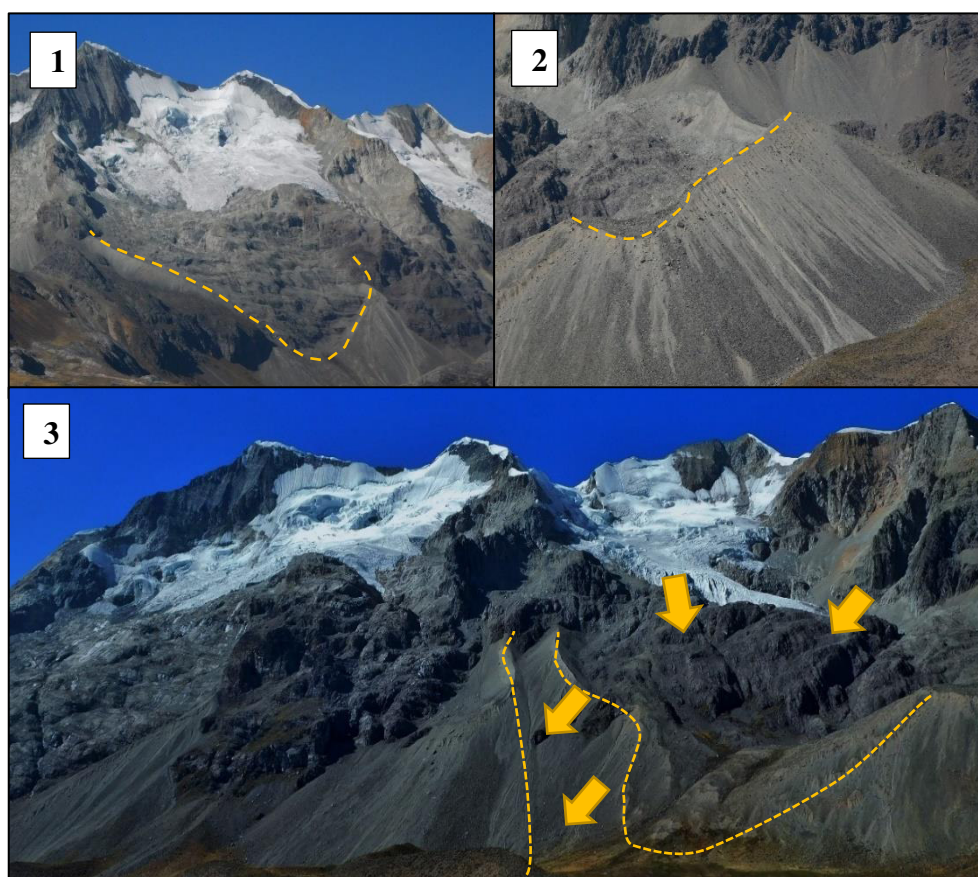


Foto 8. 1), 2) y 3) vista de la delimitación de una morrena y el límite de los arcos morrénicos donde se señala con líneas color amarillo en el ámbito del nevado Tunshu, que evidencian un periodo de avance del glaciar.
Fuente. Propia (Julio 2016).

Durante el proceso morfodinámico generado durante la formación de las morrenas estas fueron arrastrando los materiales que encontraron en su camino, transportándolos y depositándolos directamente en el valle al descender desde áreas topográficamente elevadas. Las mismas que atestiguan la extensión del hielo desde épocas anteriores, incluyen las morrenas laterales y terminales que registran distintas fases glaciares.

Siendo, las *morrenas terminales* consideradas como uno de los relieves más importantes al momento de realizar la reconstrucción de la evolución glaciar y que debido a su tamaño pueden ser reconocidas en imágenes satelitales de resolución media. En relación con su textura y dimensiones, las morrenas presentan materiales

heterogéneos, dispersos a lo largo del trayecto de las morrenas sin un orden o relación aparente. Estas rocas reciben el nombre de *bloques erráticos* (Foto 9 y Foto 10) que son producto de la inexistente selección de materiales en el transporte y en el depósito glaciar (IDEAM, 2020).



Foto 9. Izquierda, bloque errático sobre la morrena del nevado Norma – cordillera Pariacaca.

Fuente. Úbeda (2016).

Foto 10. Derecha, valle glaciar quebrada Piticocha, se puede evidenciar los distintos avances del glaciar a partir de la identificación de las morrenas frontales o laterales.

Fuente. Propia (junio 2017).

Existen varias tipologías de morrena, que dependen de su relación con el glaciar, así tenemos: Las *morrenas de fondo* se sitúan debajo el hielo, en contacto con el lecho rocoso (Wikipedia, 2019) al interior de los valles glaciares; *morrena lateral* son los derrubios que se sitúan en las orillas del lecho glaciar; *morrena central* se encuentra formada por la unión de *morrenas laterales*. La *morrena lateral* en unión con la *morrena frontal o terminal* corresponde a la extensión máxima del glaciar y a las fases de reavance, detallados en la Foto 12. Las cuales están conformadas por los depósitos de derrubios, en la zona de deshielo del glaciar y que constituyen represas naturales.

Por último, la *morrena de ablación*: son aquellas que han sido sedimentadas sobre el lecho del glaciar (Wikipedia, 2019). Por la dinámica involucrada en su formación, las morrenas son comúnmente utilizadas para reconstruir los periodos de avance y retirada de los glaciares, su extensión y, en algunos casos, su volumen (Francou & Vincent, 2007). El conjunto de morrenas y sus movimientos genera un relieve denominado *arcos morrénicos*, que son otras formas de acumulación estos se localizan en la terminación o al borde externo de las áreas afectadas por el glaciario, y suelen tener una forma muy característica haciendo con ello más accesible su identificación. Definidos también como masas de peñascos surtidos con hielo interglaciar

aproximadamente a un metro de profundidad (cementado por hielo), o que contiene hielo de glaciar enterrado (núcleo de hielo), el cual es denominado glaciar rocoso, glaciar de escombros o lito glaciar. Viene a ser un depósito originado por la abrasión del glaciar, el cual acaba por generar detritos de acumulación glaciar (*Figura 17*), los cuales por gravedad podemos encontrar en las partes bajas de la montaña, clásico de los relieves peri glaciares.

Así también, debemos aprender a diferenciar el origen de los valles de alta montaña y que luego al descender a partes más bajas genera otro tipo de relieves. Es así como, Dollfus (1965) mencionaba teorías sobre el origen de los circos glaciares, valles en “V”, crestas dentadas, lagunas glaciares, restos de morrenas como testimonios de que estas áreas han estado ocupadas por glaciares durante largos periodos del Cuaternario.

Dicho esto, se puede evidenciar en las zonas de alta montaña que sobrepasan los 4000 m.s.n.m, los valles en” U” que se encuentran distribuidos en las cabeceras y cuencas altas tributarias del río Mantaro, incluido el área de estudio. Territorios en los que se sucedieron fluctuaciones o “huellas” de avances de gigantescas masas glaciares que transportaron y depositaron detritos (*Figura 18*). Y que posiblemente pertenecieron a la última glaciación, cuando estos valles estuvieron recubiertos por el hielo, y fueron generando valles en “U”.



*Foto 11. Primer plano, valle “U” formado por la erosión del avance de las masas de hielo.
Fuente. Propia (2018).*

*Foto 12. Derecha, valle en “V” formado por la erosión hídrica, en la cuenca medio del río Cañete – Lima.
Fuente. Propia (2016)*

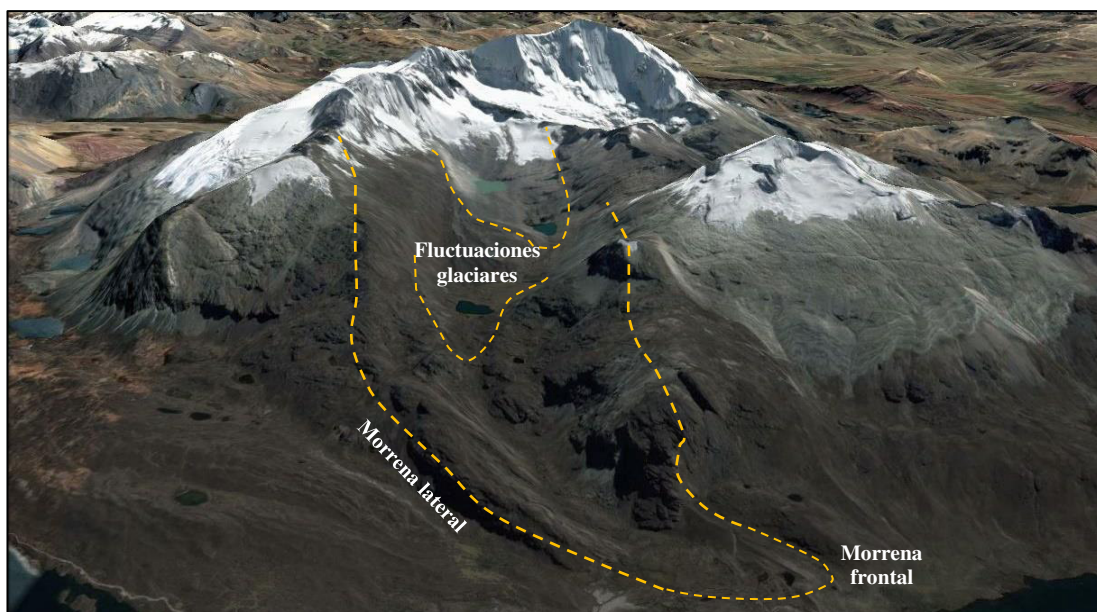


Figura 18. En primer plano, nevado Tunshu; detalle de las morrenas laterales hasta acabar en la morrena frontal.

Fuente. Google Earth (2018).

Dicha geoforma indica un ensanchamiento y refleja la agresión de las masas glaciares sobre las paredes del valle durante su lento avance. Tal como se muestra en el detalle de la (Foto 11), la cual fue tomada en el ascenso al nevado Tunshu. De manera complementaria a los descrito líneas arriba los valles en “V” que por lo general tienen un origen fluvial (Foto 12), pero también pueden ser clasificados como valles glaciares, debido a la acción del agua de fusión subglaciar en el fondo del valle, siendo indicadores de excavación. Estos flujos violentos dependen en gran medida de las cabeceras de cuenca para poder transportar material mineral a los océanos.

D. Ecosistemas de montaña

Los argumentos contruidos por la ciencia permiten establecer lazos entre las masas de hielo y los ecosistemas que se ubican a su alrededor (IDEAM, 2020). En ese sentido, los glaciares no son aglomeraciones de hielo aisladas, ni mucho menos separados de su contexto espacial. Es así como la información existente a escala local explica las características de la distribución bioclimática de los ecosistemas de alta montaña predominantes en este relieve. Consecuencia de las dinámicas llevadas a cabo durante el avance y retroceso de los glaciares, que han modelado el relieve durante su avance, siendo algunos de los espacios óptimos los cuales han dado paso a la extensión de comunidades de flora y fauna capaces de asimilar las nuevas condiciones ambientales, en un proceso interpretado por (IDEAM, 2020).

Siendo las condiciones climáticas del medio glaciar y periglacial las que definen estos límites. Sin embargo, también debemos resaltar que existen características homogéneas a nivel local, tales como la: temperatura, la altura y la influencia de la vegetación. Los instrumentos que mejor explican la distribución territorial de las condiciones ambientales son los pisos bioclimáticos (Úbeda, 2012).

De los pisos bioclimáticos planteados por (Úbeda, 2012), solo se hizo énfasis en cuatro de ellos, debido a que son los que predominan en el ámbito de la investigación los cuales son: glaciar y peri glaciar sin vegetación por déficit térmico, supra forestal y templado forestal (*Cuadro 7*).

Los mismos que serán clasificados con el apoyo de bioindicadores, que responden a la presencia o abandono de la vegetación por frío o aridez extrema. Son predominantes los medios periglaciares o zonas con muy poca vegetación; las mismas que una parte del año el agua pasa al estado de hielo y penetra como tal al suelo y a las rocas. En los medios periglaciares de baja latitud, donde el congelamiento diario (noches y madrugadas), de baja intensidad y penetración; no ha generado suelos congelados, pero si intensa gelifracción.

PISOS BIOCLIMÁTICOS DE LA VERTIENTE DEL PACÍFICO DE LOS ANDES CENTRALES

PISO	TEMPERATURA	PRECIPITACIÓN	VEGETACIÓN POTENCIAL	DISTRIBUCIÓN
GLACIAR SIN VEGETACIÓN	Temperatura media por debajo del umbral de congelación (inferior a 0°C)	Precipitación sólida concentrada en el verano austral (diciembre a marzo)	Vegetación ausente	Sectores de cumbres ocupadas por el hielo
PERIGLACIAR SIN VEGETACIÓN	Temperatura media de las mínimas por debajo del umbral de congelación (INAIGEM, 2018).	Precipitación moderada y concentrada en el verano austral (diciembre a marzo) precipitaciones sólidas	Líquenes adaptados al frío	Sectores con vegetación por encima del piso supra forestal y por debajo de las áreas ocupadas por el hielo
SUPRA FORESTAL	Temperatura media de las mínimas por encima del umbral de congelación, alrededor de 6 °C a 4,500 m.s.n.m (Lavado, et al., 2016)	Precipitación moderada y concentrada en el verano austral (diciembre a marzo) precipitaciones sólidas y líquidas	Vegetación escasa y muy adaptada a la nieve. Apiaceas y gramíneas de los géneros Azorella sp y Stipa sp.	Sectores con vegetación por encima del intervalo de exigencia ecológica del bosque
TEMPLADO FORESTAL	Temperatura media anual entre 16 °C y 18 °C para zonas ubicadas alrededor de los 2,500 a 3,000 m.s.n.m	Precipitación moderada y concentrada en el verano austral (diciembre a marzo) precipitaciones sólidas y líquidas	Piso forestal de montaña Polylepis sp	Sectores menos elevados de las vertientes.

*Cuadro 7. Resumen de las características de los pisos bioclimáticos.
Fuente. Adaptado de Úbeda (2011).*

PISO BIOCLIMÁTICO GLACIAR SIN VEGETACIÓN

Este piso corresponde a las áreas de cumbre de las montañas ocupadas por el hielo (*Foto 13*), se caracteriza por una temperatura media por debajo del umbral de congelación (igual o inferior a 0°C), con precipitaciones moderadas (precipitaciones sólidas), las mismas que se concentran durante el verano austral (diciembre hasta marzo) (Espinoza, 2009); en relación con la vegetación es ausente o no ha podido adaptarse a estas condiciones. Sin embargo, en relación con la fauna se han registrado colonias de libélulas pertenecientes a la familia *libelluidae* (*Foto 14*).



Foto 13. Izquierda, vista del área de cumbres del nevado Tunshu – Sur.

Fuente. Beto Pinto (mayo 2014).

Foto 14. Derecha, Vista del desde la lengua glaciar del nevado Artesonraju (6025 m.s.n.m, se evidencia registros de colonias de libélulas (familia libelluidae).

Fuente. Propia (julio 2016).

PISO BIOCLIMÁTICO PERIGLACIAR SIN VEGETACION

Este tipo se encuentra por debajo del piso bioclimático glaciar sin vegetación, en relación con la temperatura media de las mínimas que se encuentra por debajo del umbral de enfriamiento; sus precipitaciones se caracterizan por ser moderadas y sólidas, las mismas que están concentradas durante el verano austral (diciembre a marzo).

Se evidenció en las partes más bajas líquenes de la especie *Rhizocarpon geographicum* (*Foto 15*) adaptados al frío, a partir de los cuales (Solomina, 2007) ha ahondado sus esfuerzos en estudiarlos en la cordillera Blanca (Perú) y en la cordillera Real (Bolivia). Debido a que, a partir de estas colonias se puede obtener información paleoclimática de épocas remotas. En adelante, las especies que se describirán están distribuidas en espacios en los que deben de tolerar un estrés de ciclos de congelamiento–deshielo a

causa de los movimientos dinámicos del suelo, que al mismo tiempo actúan como un ambiente hostil para las raíces de las plantas (Cano *et al.*, 2010; Luebert y Gajardo, 2005; Smith y Young, 1987) (CONDESAN, 2012), provocando así diferencias a lo largo de la gradiente altitudinal relacionado a la fisonomía de la flora.



*Foto 15. Quebrada Piticocha altitud aproximada de 4500 m.s.n.m, se evidencio colonias de liquenes de la especie Rhizocarpon geographicum (tonalidades verdes).
Fuente. Propia (2016)*

PISO BIOCLIMÁTICO SUPRA FORESTAL

Comprende zonas con vegetación que se encuentran por debajo del piso bioclimático periglaciario. Debido a la topografía del relieve de la alta montaña, o puna como también se le conoce, conserva las huellas de los periodos fríos del cuaternario de coberturas morrenicas y de suelos glaciares y periglaciares que tapizan las altas mesetas.

Entre los criterios de diferenciación en la familia de punas encontramos a las que están dominadas por la humedad. Es así como las precipitaciones sólidas (nieve) y líquidas (lluvia) en estas zonas son moderadas, las mismas que se agrupan en el verano austral (diciembre a marzo) extendiéndose en algunas épocas hasta mayo. En estas zonas las precipitaciones se concentran entre los 250 y 200 mm.

Se evidenciaron especies hemicroptofíticas entremezcladas con algunas gramíneas efímeras del género *Stipa*, de desarrollo (Hana Maria, 2016) minúsculo la misma que se encuentra increíblemente adaptada a las condiciones frías de estos espacios. Incluye la familia *apiaceae* y *poaceae*, correspondiente a las especies *Azorella compacta* y *Stipa*

ichu respectivamente. Conforme se va descendiendo por el relieve periglacial, encontraremos *opuntias floccosas* entre las rocas, seguidos de ejemplares de *Ephedra rupestris*. Mientras se comienza a descender se observarán las interminables punas, una vegetación característica de estos relieves la misma que es identificada por su altura, color y forma (Foto 16).



Foto 16. A) *Opuntia floccosa* B) *Ephedra rupestris* C) *Azorella compacta* (yareta) D) *Calamagrostis* sp, se ubican entre las rocas y suelos aun en formación, tiene la característica particular de coloniza rápidamente un área de reciente desglaciación. E) *Stipa Ichu*
Fuente. Propia, Ricardo Gómez (2017 y 2018) Tomadas en el ámbito de los nevados Paricaca, Tunshu y Sullcon – Andes Centrales Occidentales.

Entre los pajonales tenemos a las gramíneas altas o ichus, entre los que destacan la chilligua (*Festuca dolichophylla*), el iruichu (*Festuca ortophylla*), y el hatunpork'e (*Calamagrostis antoniana*). En el césped de puna tenemos las que están dominadas por plantas más pequeñas y de porte almohadillado destacando: (*Aciachne pulvinata*), pili rosado (*Werneria nubigena*), poqposa (*Pycnophyllum molle*), pasto estrella (*Azorella diapienoides*), entre otros.

Otro tipo de pastizal que adquiere amplio desarrollo en estos relieves son: los bofedales o pseudogramíneas de color verde con tonalidades amarillentas, entre las que destacan la puna pilli (*Werneria pigmaea*) y el quimillo (*Eleocharis albibracteata*) (Foto 17).

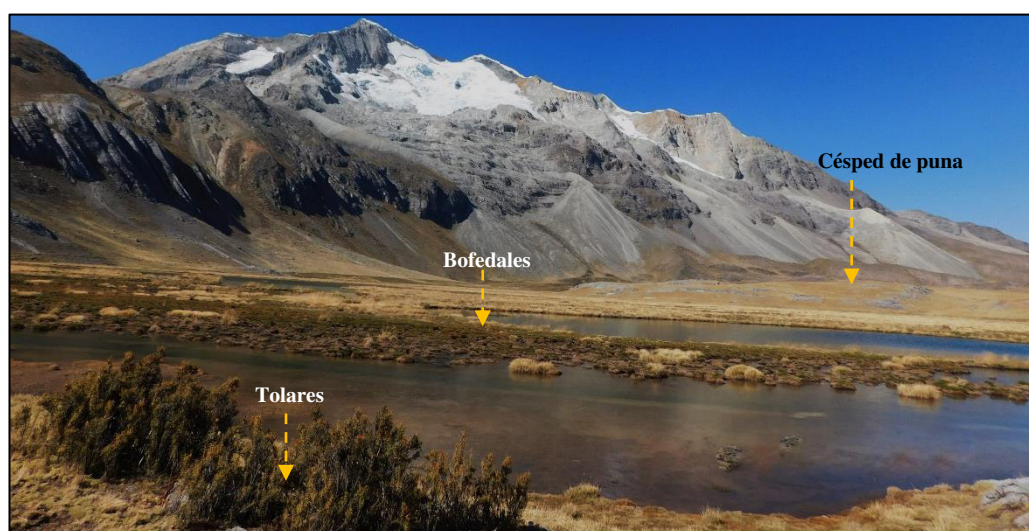


Foto 17. Primer plano, comunidad de especies de tolares, que crece esporádicamente, así como también agrupaciones de bofedales que atraviesan la laguna, esta última es rodeada por el césped de puna. Al fondo, los glaciares de la cabecera del nevado Tunshu.

Fuente. Propia (julio 2016)

Siendo la vegetación mencionada con la cual se alimentan los camélidos (llamas, alpacas y vicuñas) que habitan en estos relieves de alta montaña. Los mismos que adquieren un gran valor por ser considerados como bio indicadores, del buen estado de la puna por la alta cantidad de agua que almacenan. Conforme vamos descendiendo en altura se puede comenzar a evidenciar arbustos como: tólares, tánta tola (*Parastrephia lepidophylla*).

PISO BIOCLIMÁTICO TEMPLADO FORESTAL

Entre los pisos menos elevados de las vertientes el piso templado forestal se localiza desde los 2500 hasta los 3500 m.s.n.m, lo que evidencia una temperatura media anual entre los 16°C y los 18°C (templada); este piso presenta una precipitación moderada, predominante en el verano austral (diciembre a marzo), estas son de tipo sólido y

liquiditas muy similar al piso supra forestal. En relación con la flora, se evidenció bosques de queñuales (*Polylepis incana*), una de las únicas especies que se desarrolla a esta altitud (*Foto 18*), es apreciado por su uso como leña, lo cual ha traído como consecuencia la reducción de su extensión a nivel nacional. Hasta el momento se ha perdido un aproximado del 50% de estos bosques y solo ocupan entre el 5 y el 10% de su territorio original (Bosques Andinos, 2014).



*Foto 18. Primer plano, bosque de queñuales (Polylepis sp), en el ámbito de influencia del nevado Tunshu.
Fuente. Propia (Julio 2016)*

Los bosques andinos nos ofrecen distintos servicios ecosistémicos tales como proteger las cuencas hidrográficas. Las mismas que ayudan a prevenir los deslizamientos de tierra, reducir la erosión del suelo, amortiguar eventos climáticos, almacenar una alta diversidad, y endemismo. En ese sentido, recientes estudios han logrado determinar que los bosques andinos pueden llegar a acumular entre 20 y 40 toneladas de carbono por hectárea por encima del suelo, siendo una importante reserva global de carbono (Bosques Andinos, 2014).

El *Cuadro 8*, muestra la clasificación de las especies de flora descritas anteriormente, correspondiente al piso peri glaciar sin vegetación, supra forestal y templado forestal del área de estudio. Dicha nomenclatura ha sido revisada cuidadosamente en la página oficial www.trópicos.org, en la que podemos visualizar la nomenclatura actualizada (*orden/familia/ especie*), fotografías y catálogos. Una de las cosas más interesantes es que se puede conocer de manera espacial la distribución altitudinal de distintas especies.

ORDEN	FAMILIA	ESPECIE	NOMBRE COMÚN
<i>Apiales</i>	<i>Apiaceae</i>	<i>Azorella compacta</i>	<i>Yareta</i>
		<i>Azorella diapsenoides</i>	<i>Pasto estrella</i>
<i>Asterales</i>	<i>Asteraceae</i>	<i>Chuquiraga spinosa</i>	<i>Huamampinta</i>
		<i>Parastrephia lepidophylla</i>	<i>Tólares/ tánta tola</i>
		<i>Werneria nubigena</i>	<i>Pili rosado</i>
		<i>Werneria pygmaea</i>	<i>Puna pilli</i>
<i>Caryophyllales</i>	<i>Caryophyllaceae</i>	<i>Pycnophyllum molle</i>	<i>Poqposa</i>
<i>Efedrales Dumort</i>	<i>Ephedraceae Dumort</i>	<i>Ephedra rupestris</i>	-
<i>Lecanorales</i>	<i>Rhizocarpaceae</i>	<i>Rhizocarpon geographicum</i>	<i>Liquenes</i>
<i>Licopodiales</i>	<i>Licopodiaceae</i>	<i>Huperzia</i>	-
<i>Poales</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Eleocharis albibracteata</i>	<i>Quimillo</i>
<i>Poales</i>	<i>Poaceae</i>	<i>Aciachne pulvinata</i>	-
		<i>Calamagrostis antoniana</i>	<i>Hatunpork'e</i>
		<i>Calamagrostis sp</i>	-
		<i>Calamagrostis vicunarum</i>	-
		<i>Poa sp.</i>	-
		<i>Festuca dolichophylla</i>	<i>Chilligua</i>
		<i>Festuca orthophylla</i>	<i>Iruichu</i>
		<i>Stipa Ichu</i>	<i>Peqoyichu</i>
<i>Rosales</i>	<i>Rosaceae</i>	<i>Polylepis incana</i>	<i>Queñua/q'euña</i>
		<i>Polylepis sp.</i>	<i>Queñua/q'euña</i>
	<i>Cactaceae</i>	<i>Opuntia floccosa</i>	<i>Chullillu</i>

Cuadro 8. Especies de flora registradas en el ámbito del nevado Tunshu.

Fuente. www.trópicos.org y Plan Maestro RPNYC (2011).

2.2.4. Proxies paleo climáticos

Los paleo climatólogos no poseen, ni trabajan con datos medidos instrumentalmente, sino que se basan en los llamados “proxies” o indicadores paleo climáticos, para inferir cómo fueron las condiciones climáticas en el pasado y los procesos de cambio de estas. Lo anteriormente mencionado debido a que los proxies pueden ir más allá del registro instrumental (Sánchez-Rojas G., 2011), y pueden reconstruir condiciones climáticas de épocas remotas.

Los proxies pueden ser de naturaleza química, física o biológica y deben de cumplir con dos características. Primero, un proxy debe ser sensible a los cambios que se dan en el ambiente (González, 2019) en el que se desenvuelve (Gall 1983 In: Sánchez-Rojas et al. 2011) y segundo, debe de conservarse a través del tiempo de modo inalterado (Smol 1992 In: Sánchez-Rojas et al. 2011).

Existe una variedad de materiales que pueden ser considerados proxies, entre los que podemos mencionar la estructura de los sedimentos, organismos marinos, las hojas de las plantas, los anillos de los árboles que ahora se encuentran fosilizados, y las grandes estructuras de hielo de los glaciares. Siendo los proxies un conjunto de datos indirectos a manera de documentos que atestiguan la variabilidad climática del pasado.

Entre los estudios realizados podemos mencionar los que se basan en el conocimiento de la proporción de isótopos estables de oxígeno O^{16} y O^{18} , los cuales tienen la característica de no transformarse con el tiempo (Guerrero-Arenas & Jiménez Hidalgo 2009). Se sabe que en climas cálidos el isótopo más ligero (O^{16}) se volatiliza rápidamente del agua marina, mientras que en aguas más frías no.

Por otro lado, los glaciares que se forman por la acumulación de nieve anual durante miles o millones de años también se utilizan para determinar climas pasados. Dentro de las propiedades de los glaciares que se ocupan para la determinación de climas pasados se encuentran las partículas de polvo y burbujas de aire atrapadas en ellos. La composición y características de las partículas de polvo y burbujas de aire corresponderán a las de la atmósfera existente en el momento de la nevada en cuestión (Guerrero- Arenas & Jiménez Hidalgo 2009).

El hielo de los glaciares también contiene los mismos isótopos de oxígeno que el agua de mar, los cuales quedan atrapados en el hielo cuando las nubes que se forman por la evaporación del agua de mar se precipitan en forma de nieve sobre los continentes, así que también por medio de análisis en bloques de hielo se pueden determinar variaciones de frío/calor en épocas pasadas (Rivera-Arrizabalaga 2004).

Gracias al estudio de distintas evidencias se sabe que en los últimos 4,000 años el clima del planeta ha oscilado entre fases frías populares como glaciales y etapas cálidas parecidas a la actual, conocidas como interglaciales (Sánchez-Rojas et al.2011). En ese sentido, la *Figura 2.16* muestra los proxies paleo-climáticos del último milenio ensayados por Licciardi (2009) (*Figura 19*) para el hemisferio norte y sur, clasificados de la siguiente manera:

- (A) Las fluctuaciones de los glaciares de Nigardsbreen en Noruega, Gran Aletsch y Gorner en los Alpes suizos, con triángulos negros (▼) indican su máxima extensión. En Perú, la Cordillera Blanca (CB) muestra los máximos avances glaciares datados por liquenometría. En la Cordillera Oriental de Bolivia (BOL), y Nueva Zelanda (NZ) el máximo avance glacial datado por ^{10}Be (Berilio). En NZ con barras verticales mostrando amplitudes decrecientes de los acontecimientos.
- (B) El transporte de volumen de la Corriente de Florida.
- (C) Variación de O^{18} en dos testigos de hielo de la zona “Dry Tortugas”, con los valores más altos que reflejan una mayor salinidad superficial.
- (D) Porcentajes de Titanio en los sedimentos de la cuenca de Cariaco (Venezuela), con valores más bajos (líneas moradas) lo que implica una mayor aridez en el norte de dicho país.
- (E y F) Capa de hielo del nevado Quelccaya (Cusco - Perú), variación de O^{18} y datos de acumulación de nieve, con intervalos más húmedos sombreados en gris.
- (G) Máximo avance glacial de la cordillera de Vilcabamba – Sur de Perú.

En síntesis, se ha tratado en la medida de lo posible cruzar información para tratar de comprender las dinámicas paleoclimáticas, que se dieron durante la Pequeña Edad del Hielo (González, 2019) en el hemisferio sur y norte.

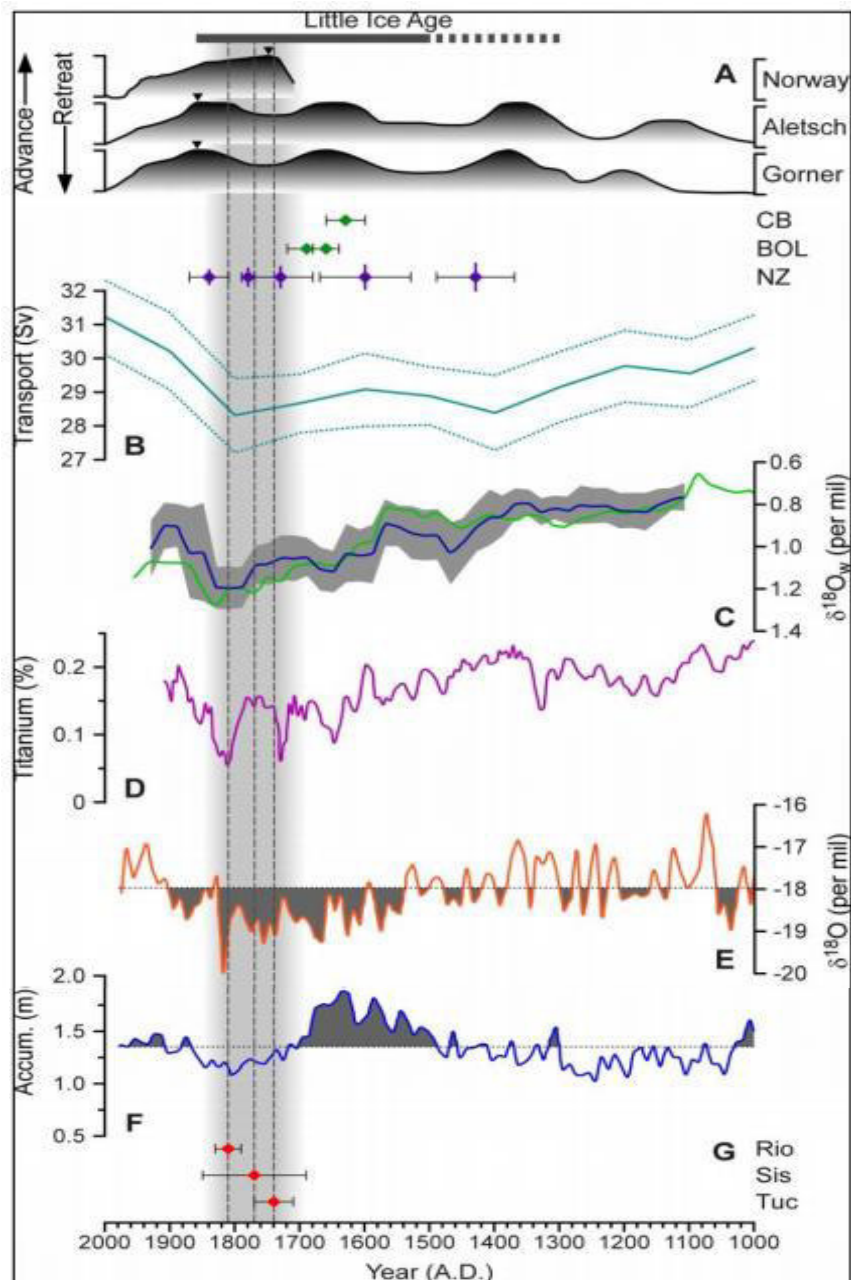


Figura 19. Proxies paleoclimáticos del último milenio, se muestra distintos métodos ensayados, para el hemisferio norte y Sur.
Fuente: Licciardi (2009)

2.2.5. Altitud de la Línea de Equilibrio – ELA

El parámetro que mejor expresa la relación de los glaciares con el clima es la Altitud de la Línea de Equilibrio (Úbeda J., 2011), conocida usualmente por el acrónimo de su denominación anglosajona *Equilibrium Line Altitude* (ELA, por sus siglas en inglés). El término *ELA* tuvo su origen en las investigaciones realizadas por Kurowski (1891), él mencionaba que la línea de equilibrio de un glaciar es igual a la altitud media del glaciar, cuando todo el glaciar está en equilibrio entre la acumulación y la

ablación, para demostrar que esta teoría llevó a cabo su aplicación en la región Finsteraarhorn en los Alpes Suizos.

Teóricamente, es considerada la frontera donde no hay ganancia ni pérdida. La *Figura 20*, evidencia el perfil de un glaciar donde se muestra la *zona de ablación* de un glaciar, donde se generan procesos para una pérdida anual neta de la masa de hielo (TecnoXplora, 2020), y donde se dan los procesos de fusión y sublimación. En su contraparte la *zona de acumulación*, área predominante de los procesos que favorecen la ganancia de masa (innivación redistribución eólica de nieve o avalanchas).

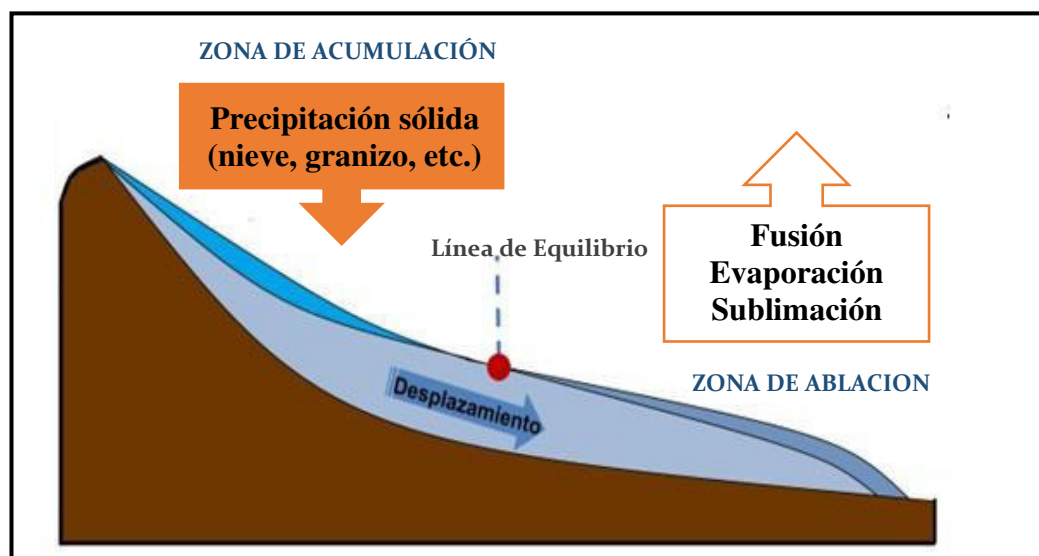


Figura 20. Perfil de un relieve glaciar donde se muestra la zona de acumulación y ablación de un glaciar.
Fuente. Adaptado de Muñoz (1995).

Es llamada de forma imprecisa como isoterma 0°C , la parte más alejada de la zona de equilibrio que corresponde al frente del glaciar, ya que es la zona más baja de él, y por ende la más cercana a la superficie terrestre. El frente se encuentra en constante movimiento debido al desplazamiento del glaciar, con una mayor presión en su zona de acumulación, este hecho lo impulsa a desplazarse vertiente abajo.

La *Foto 19* representa la *ELA*, deducida de las masas actuales de hielo de un glaciar o de los depósitos morrénicos generados por sus avances pasados, dicho termino es muy usados de no contar con datos instrumentales. Los mismos que pueden determinarse a través de distintas metodologías, ecuaciones matemáticas, observaciones glaciológicas, análisis geomorfológicos y climatológicos, entre otros.



Foto 19. La flecha amarilla señal Altitud de la línea de equilibrio en el volcán nevado Coropuna – Arequipa. Fuente. Úbeda (2011).

En ese sentido, son escasos los casos donde se ha logrado obtener información instrumental recogida por estaciones meteorológicas, y más aún que se encuentren distribuidas sobre estas enormes masas de hielo. Siendo solo algunos casos más representativos de los que se obtiene datos de balance de masa. En ambos casos dicha información es recogida anualmente y puede ser extrapolada para áreas sin información. Debido a que cada año un glaciar gana hielo mediante precipitación (balance positivo), pero también lo pierde por fusión y procesos anteriormente mencionados (balance negativo) por lo que, si las ganancias y pérdidas no son iguales el tamaño del glaciar, su dimensión y masa va a cambiar con el tiempo (Cuffey & Paterson, 2010).

Es así como Úbeda (2011), plantea a la *ELA* como un geoindicador del cambio climático debido a que esta depende de las condiciones climáticas y geomorfológicas, para poder elevarse o descender. Así como también Osmaston (2005), menciona que en algunos glaciares de montañas tropicales la *ELA* actual parece ser más alta que la cima del glaciar, de donde se puede interpretar que el glaciar entero está en una zona de ablación.

Benn (2005), menciona como principio general que las *ELAS* y *paleoELAS* se elevan hacia el oeste y el sur de los Andes Centrales (Úbeda, Prospección de edades ^{36}Cl de la última máxima expansión de los glaciares y el comienzo de la deglaciación al

noreste del complejo volcánico Nevado Coropuna (Región Arequipa), 2017), lo mencionado por este autor puede ser de alguna manera corroborado en la información mencionada anteriormente. Además de estimaciones climáticas que, relacionan esas tendencias con el incremento de la aridez, o depreciación de la humedad del clima en los Andes Centrales.

Lo anterior mencionado puede ser visualizado en la Figura 2.3, que contiene diagramas bioclimáticos de estaciones relativamente fijas, los mismos que nos muestran mediante Diagramas bioclimáticos. Note que los ejes verticales representan las escalas de la temperatura media ($^{\circ}\text{C}$) y la precipitación total mensual (mm) en un año. Además de periodos secos, periodos húmedos; así como también periodos hiper-húmedos de dos transectos de norte- sur (Angostura y Charana) y este – oeste (La Paz – El Alto y Arequipa) de los Andes Centrales. Evidenciando su relación con las precipitaciones mensuales, de donde se evidencia las apreciaciones mencionadas por Clapperton (1993), sobre las consecuencias de la tendencia del incremento de la aridez hacia el sur y hacia el oeste.

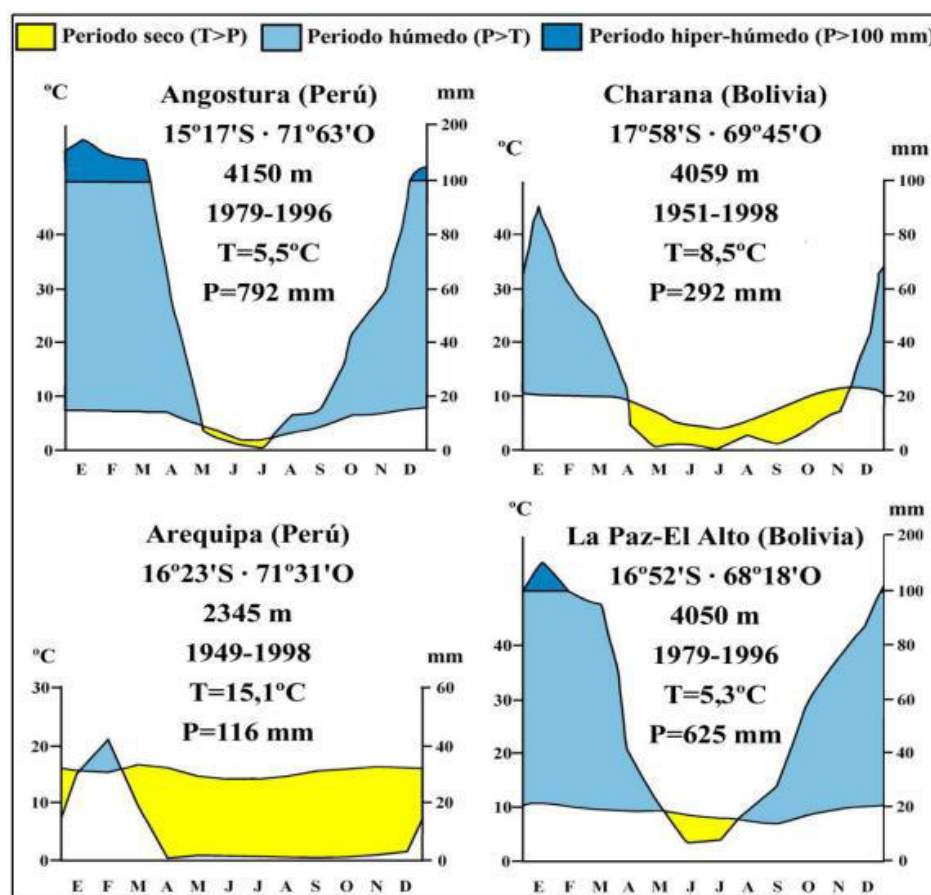


Figura 21. Diagramas bioclimáticos representativos de dos transectos norte- sur (Angostura y Charana) y este – oeste (La Paz–El Alto y Arequipa) de los Andes Centrales.
Fuente. Úbeda (2011).

2.2.6. Método *Área x Altitude Balance Ratio* (AABR)

A partir de investigaciones consultadas, los científicos han realizado publicaciones donde podemos encontrar los diferentes procedimientos y aplicaciones, para la estimación de la ELA entre ellos el método AABR (*Área x Altitude Balance Ratio*) en su nueva versión que muestra mejores resultados. Sería interesante poder comentar un breve resumen de las metodologías ideadas por otros autores previamente.

El método *Área Altitude* (AA), fue ideado por Kurowski (1891) que lo utilizó para estimar la ELA de los glaciares alpinos suizos. Posteriormente fue adoptado por otros investigadores, tales como Drygalski (1942) pero su aplicación más amplia estaba limitada por la falta de mapas topográficos confiables de regiones glaciares o con glaciares actuales.

Sugirió entonces que, la Altitud de la Línea de nieve en un glaciar es igual a la altitud media (la mitad de la altura) del glaciar, cuando la acumulación de nieve y la fusión se encuentran en equilibrio a lo largo de todo el glaciar a continuación, multiplicando las áreas de las bandas altitudinales por la diferencia media altitud. La suma algebraica de estos indica si el ensayo de la ELA debe ser movido hacia arriba o hacia abajo, y el cálculo se reitera hasta que se obtiene una suma cero.

Sissons (1974), volvió a descubrir el método "AA" aplicándolo al antiguo avance de los glaciares de LochLomond en Escocia y el Lake District en inglés. Se simplifica en gran medida el cálculo por la idea de que la ELA, se produjo del valor medio del producto de la zona y la altitud media, de las bandas altitudinales sucesivas de la superficie del glaciar (no la altitud mediana, la cual es el valor central del rango de altitud).

Esto se puede calcular rápidamente, mediante la suma de los productos de las áreas de la correa de contorno sucesivas y altitudes medias, seguidamente dividiendo, esta suma por el área total. Aunque la hipótesis de linealidad es raramente bastante correcta, este método proporciona estimaciones de ELA más fiables que AAR o THAR (Toe-Headwall Área Ratio) donde el glaciar no es de la forma "valle glaciar simple", por ejemplo, piedemonte o meseta o múltiples afluentes.

Con todo esto Osmaston (2005) planteó el método “AABR” (*Área x Altitude Balance Ratio*), requerido especialmente para espacios de donde no se tienen datos de observaciones de balance de masa directo de un determinado glaciar. Siendo en tales espacios únicamente el análisis geomorfológico a partir del cual se puede reconstruir la ELA (Osmaston, 2002). Dicho método ha sido ensayado en un primer momento en los glaciares actuales y paleoglaciares del macizo Rwenzori (Uganda) y Kilimanjaro (Tanzania) por (Kaser & Osmaston, 2002). Siendo recientemente aplicado en latitudes medias donde se encuentran glaciares tropicales. En ese sentido, gracias a los ensayos que se han realizado de este método se han logrado determinar resultados más confiables, especialmente para el caso de los trópicos.

Ahora bien, al igual que el método de “AA” (*Área Altitude*) se basa en el principio de la ponderación del balance de masa en zonas por encima o por debajo de la ELA (Campos, 2015). Sin embargo, esto se redefine mediante el establecimiento de diferentes pendientes lineales de la curva de equilibrio de masa / altitud, por encima y por debajo de la ELA. Muchos glaciares se ajustan más o menos a esta especificación, y sirve especialmente como una primera aproximación útil para los antiguos glaciares que ya se extinguieron.

CAPÍTULO III PROCEDIMIENTO METODOLÓGICO

En el presente capítulo se explica el método seleccionado, los procedimientos y técnicas empleadas, los cuales fueron esenciales para poder cumplir con los objetivos planteados. Para lo cual la investigación se dividió en tres etapas: gabinete, trabajo de campo y procesamiento de la información.

Durante la *primera etapa*, el trabajo de gabinete fue crucial se comparó y seleccionó diferentes estrategias para iniciar con la investigación, siendo una de ellas definir el tipo de metodología. Para lo cual se seleccionó la metodología más amigable a trabajar un área de estudio del cual no se cuenta con información instrumental de ningún tipo. Además, seleccionar el servidor a usar, revisar los metadatos y las escalas disponibles relacionados a: curvas de nivel, inventario de lagunas, glaciares y por último se generó una primera cartografía que fue comprobada en campo.

La *segunda etapa*, comprendió salidas de campo al área de estudio de 30 días durante cada estación, para hacer reconocimiento de la cartografía previamente realizada, especialmente para observar y hacer el registro fotográfico correspondiente de aquellas áreas que no podían ser identificables en imágenes satelitales. Es común encontrar problemas para diferenciar la nieve de la masa glaciar debido a la topografía tan agreste que presenta. Fue el caso del sector norte del nevado Tunshu el cual no podía ser diferenciado con facilidad debido a la falta de actualización de la imagen satelital del servidor Google Earth.

Cabe resaltar que se visitó el área de estudio en sus dos estaciones (época seca y época de lluvia) para descartar posibles errores generados durante la primera cartografía, dicha información fue necesaria para esquematizar el panorama general del área de investigación.

La *tercera etapa*, consistió en procesar la información recopilada en gabinete y en campo. Se realizaron los ajustes necesarios al momento de ingresar los datos en formato digital, diferenciándose dos tipos de datos en el Sistema de Información Geográfica: referencias geográficas y atributos. Los datos de referencias geográficas están definidos por coordenadas (longitud y latitud) que son básicas para la ubicación de la información que se ingresa. Los datos de atributos fijan un código numérico a

cada casilla o conjunto de coordenadas. Seguidamente los datos fueron clasificados, para facilitar el procesamiento de estos.

Todas estas actividades se llevaron a cabo con la finalidad de generar, interpretar y delimitar la cartografía de los glaciares actuales (2016 y 2017). Realizar la reconstrucción de los glaciares del pasado (paleoglaciares) (Eprints.ucm.es, s.f.), la reconstrucción de la paleo topografía, calcular la ELA y paleoELAS, insumos básicos para finalmente deducir la variación del clima durante PEH. Empleando las ecuaciones de (Sissons, 1974, 1980) junto a las hojas de cálculo propuestas por Osmaston (2005), programadas con el método AABR y la fórmula planteada por Úbeda (2011).

Finalmente, toda la información fue reproducida y exhibida mediante la elaboración de mapas temáticos, gráficos, cuadros, entre otros; que fueron de gran apoyo para el logro de los objetivos planteados inicialmente.

3.1. Preparación inicial de la información geográfica

En esta etapa se recopilaron imágenes satelitales georreferenciadas de alta resolución obtenidas de distintos servidores libres, las cuales muestran imágenes de plataformas tales como: *Google Earth*, *Terraincognita* y *el software ArcGIS*. Los cuales detallaremos a continuación, en relación con su utilidad para el presente trabajo.

En relación con el área de estudio *Google Earth*, es uno de los servidores que ofrece mejor resolución y variedad de imágenes satelitales. De las cuales se comparó y seleccionó las referidas a los años 2016 y 2017.

Además, el mencionado servidor cuenta con una gama de herramientas que ayudan a realizar la digitalización inicial de líneas, puntos o polígonos. Vectores básicos para poder identificar la geomorfología glaciar. Debemos resaltar que también fue seleccionado debido a que nos permite diferenciar los cambios estacionales (época seca y época de lluvias) tal como muestra la *Figura 22* y *Figura 23* respectivamente. Por último, nos permite también usar la opción de vista en 3D del terreno para hacer un mejor cartografiado.

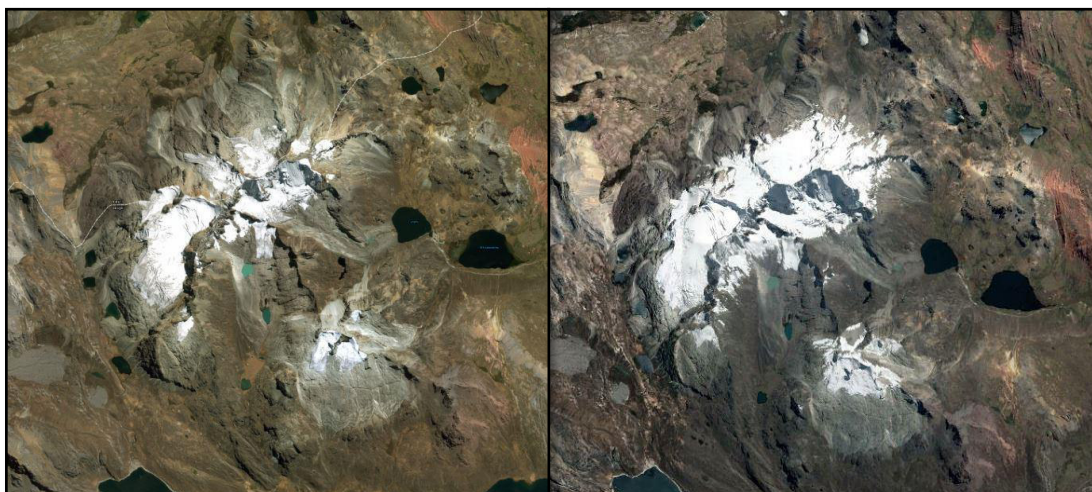


Figura 22. Izquierda, imagen Aster - Bing Terraincognita del año 2016, época seca.

Fuente. Terraincognita

Figura 23. Derecha, imagen GeoEye 2017, época con lluvia.

Fuente. Google Earth.

En relación con *Terraincognita*, brinda imágenes georreferenciadas del sector de interés, cuenta con imágenes satelitales de distintos años que se usaron para hacer el análisis espacial del área de estudio. Adquieren además una mejor resolución con un detalle de hasta 5 metros facilitando con ello la fotointerpretación, a comparación de las fotos aéreas tomadas en los 70' que no tienen las bondades antes mencionadas, sobre todo en cuanto a la resolución de la imagen.

Por otro lado, las fotos aéreas no fueron usadas para la presente investigación debido a que la temática es, generar información desde épocas más remotas a 1970, específicamente la Pequeña Edad del Hielo, la cual se dio entre los siglos XIV y XIX (hace 200 años aproximadamente). Sin embargo, no se descarta su uso para hacer próximos estudios multitemporales.

Es así como, para este trabajo específico se usaron los materiales especificados en el *Cuadro 9*. La imagen del 2016 que próximamente fue trabajada en *ArcGIS*, este software ayudó a procesar la información obtenida, siendo este programa especialista para este proceso, ya que acepta y transforma diferentes formatos con sus respectivos atributos.

MATERIALES			
MATERIAL	FUENTE	RESOLUCIÓN	FECHA
Servidores de imágenes satelitales	Google Earth	Imagen Geo Eye 1.65 m multiespectral	2016 / 2017
	Terraincognita	Imagen Aster 15 m	2016
Curvas de nivel (50 metros)	Geoservidor ESCALE – MINEDU	-	2016
Hojas programadas en Excel para el cálculo de las ELAS, Osmaston	Guías de Espeleología y Montaña (G.E.M)	-	2005
Software ArcGIS 10.2	Esri		2017

*Cuadro 9. Resumen de los materiales utilizados para el presente trabajo.
Fuente. Elaboración propia*

También se ha usado un complemento en *ArcGIS*, denominado World Imagery (2010) (MapServer), que incluye un conjunto de imágenes de diferentes satélites a distinta resolución. Brinda además imágenes georreferenciadas de diferentes fechas, las que pueden ser capturadas desde el propio programa.

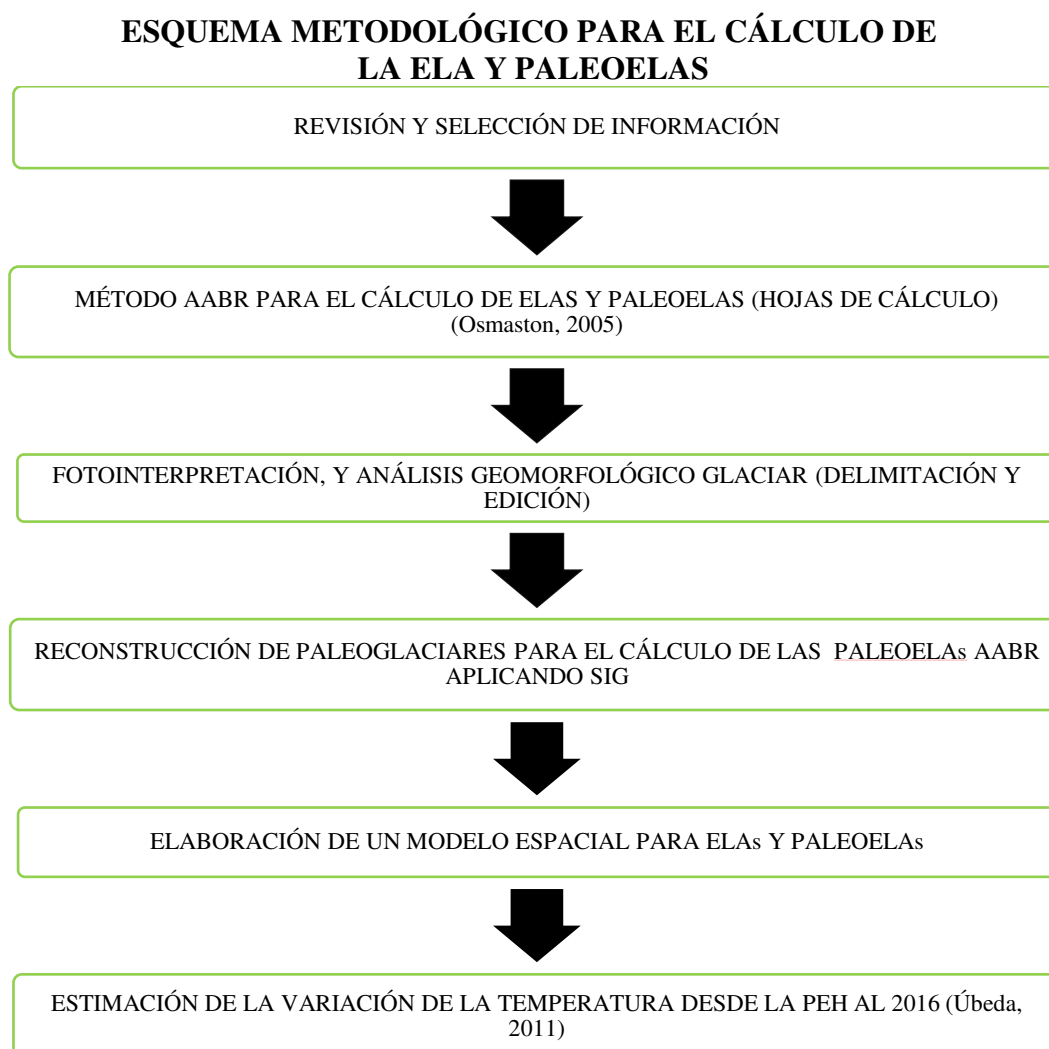
Por último, se hizo uso de las hojas programadas en Excel con el método AABR planteadas por Osmaston 2005, para el cálculo de las ELAS. Siendo esencial para el desarrollo del presente trabajo, debido a que recientemente se viene haciendo énfasis en poder aplicar esta metodología al estudio de los glaciares que se encuentran en latitudes tropicales.

3.2. Procedimiento metodológico para el cálculo de la ELA y paleoELA

Se presenta el esquema metodológico que resume las principales técnicas y procedimientos empleados para poder obtener los resultados óptimos, siendo elemental la recolección y selección de información base, tales como imágenes satelitales de alta resolución obtenidas de la época sin lluvias (mayo).

Para luego realizar la fotointerpretación y el análisis cartográfico, mediante el uso del Sistema de Información Geográfica (SIG) que finalmente, será complementado con las hojas de cálculo planteadas por Osmaston (2005). Los procedimientos realizados

anteriormente nos dieron dos resultados: elaboración de un modelo espacial de la ELA para el 2016 y, para la PEH. Dichos resultados y procedimientos son explicados gráficamente en el *Cuadro 10*.



*Cuadro 10. Resumen del procedimiento realizado en el presente trabajo.
Fuente. Elaboración propia, adaptado de Úbeda (2011).*

3.3. Cartografía

En el contexto actual, los avances tecnológicos vienen dando un abanico de opciones para los estudios glaciológicos donde el terreno es muy agreste e inaccesible. Es el caso de los servidores de imágenes satelitales de acceso libre. Los mismos que cuentan con una mejor resolución y que se actualizan constantemente, siendo de especial interés aquellas áreas en las cuales no se cuenta con ningún tipo de información de monitoreo.

La delimitación de los glaciares actuales y de aquellas masas que existieron durante épocas pasadas, fueron muy importante para determinar los mejores resultados. Para ello se debe de tomar en cuenta la estacionalidad en la que fueron seleccionadas las imágenes, de preferencia usar aquellas de los meses entre mayo hasta agosto debido a que se diferencia claramente la nieve de la masa glaciar, siendo esta última de gran interés para obtener los productos esperados. Finalmente, durante la etapa de campo se hizo reconocimiento del área de estudio, y se validó la cartografía realizada en el gabinete.

3.3.1. Cartografía de glaciares actuales 2016

Al realizar la cartografía se utilizaron los vectores línea y polígono, para morrenas y glaciares respectivamente; empezando con la herramienta *añadir línea* y luego *polígono* durante la cartografía en el Google Earth. Para dicho proceso se debe de tener una base teórica en geomorfología, la *Foto 20* tomada en el mes de mayo (2016) durante la salida de campo. Sin embargo, no es la más ideal para poder trabajar, debido a la nieve esporádica que se acumula un día antes o incluso en la anterior estación. Pero que no es una masa de hielo como tal.

Contrariamente a la *Foto 21*, tomada en agosto del 2017 en la que se puede diferenciar claramente las masas glaciares. Lo que ayudó en gran medida para identificar las unidades y estructuras, a pesar de ello existieron zonas con sombra que dificultaron el cartografiado especialmente en la zona norte del nevado Tunshu.



*Foto 20. Izquierda, valle glaciar quebrada Piticocha, tomada en el mes de mayo con evidencias de nieve.
Fuente. Pool Vasquez (2016).*

*Foto 21. Derecha, valle glaciar quebrada Piticocha, tomada en el mes de agosto sin evidencias de nieve.
Fuente. Propia (2017).*

Seguidamente se comparó y reajustó el cartografiado, utilizando las imágenes satelitales del programa Terraincognita e imágenes de Google Earth (*Figura 24*). Siendo este último de gran ayuda debido a que tiene la opción de vista en 3D del relieve, y con ello poder hacer una mejor cartografía de zonas poco accesibles del objeto de estudio. Así como también se usaron fotografías tomadas en campo. Gracias a estas herramientas se optimizó el mapeo de las morrenas y masas glaciares en el nevado Tunshu para el año 2016.

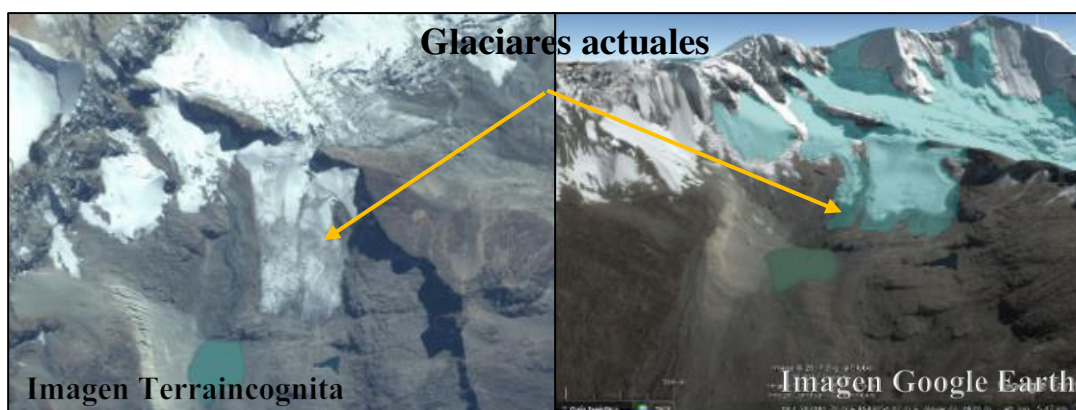


Figura 24. Vista al detalle, de la cartografía de glaciares actuales con imágenes de satélite correspondiente al año 2017, del servidor Terraincognita y Google Earth.

Fuente. Elaboración propia

Una vez acabado el proceso anterior procedemos a importar y convertir la información para visualizarla en el programa *ArcGIS* (*Figura 25*), del formato *KML* a un *SHP* para hacer compatibles los datos, este proceso se realizó con las herramientas que ofrece el mencionado programa.

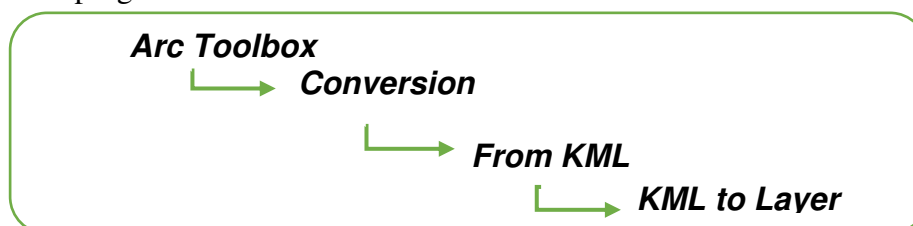


Figura 25. Procedimiento para convertir del formato KML a SHP.

Fuente. Elaboración propia

De esta manera la información se encuentra lista para ser procesada y analizada. Seguidamente se procede a crear una nueva celda en el “*Cuadro de atributos*”, con el cual calculamos la superficie de cada polígono con la herramienta “*Calculate Geometry (m²)*”, acción que se realiza una vez digitalizados todos los polígonos.

3.3.2. Cartografía de morrenas

Posteriormente se procede con la delimitación de morrenas para obtener dos productos: determinar el avance de los glaciares, y generar la reconstrucción de la superficie de las masas glaciares durante la PEH, llamando a estos últimos paleoglaciares de aquí en adelante. Es así como mediante el análisis cartográfico se identificó la cima de las morrenas conservadas que están asociadas a lenguas y masas glaciares, estas se encuentran en forma de cordones que circulan en algunos casos en pequeñas lagunas, haciendo más accesible su identificación al ojo humano. Sin embargo, esa continuidad es interrumpida en algunos casos por eventos de la geodinámica externa que dificulta su reconocimiento.

Es importante dar a conocer también las herramientas adicionales que albergan los programas de análisis espacial, en este caso el *Google Earth* nos permiten la vista tridimensional donde se observó el relieve desde diferentes vistas y ángulos, lo que dio mayor sustento técnico a los resultados (*Figura 26*).

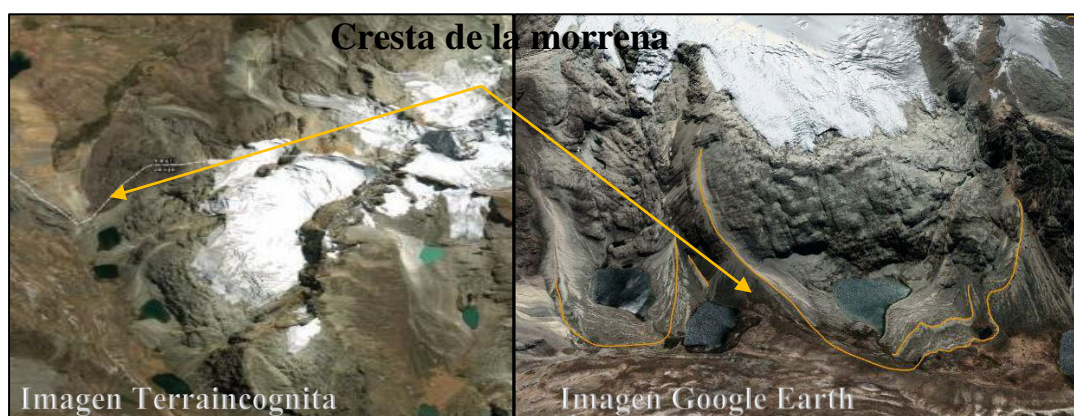


Figura 26. Vista al detalle, del cartografiado las crestas morrénicas en imágenes satelitales, señalado con las flechas naranjas.

Fuente. Elaboración propia

Finalmente, se procede a la comprobación en campo para ajustar los resultados, dicha comprobación se basó en evidenciar la existencia de antiguas fases glaciares, la dinámica y orientación de las fluctuaciones de las morrenas en relación con la montaña. Las morrenas datan la fase de extensión máxima de los glaciares (Horizon.documentation.ird.fr, 2020). Se identificaron fragmentos rocosos de gran tamaño, que vendrían a ser testigos del avance de los glaciares, un claro ejemplo son los bloques erráticos, estos se muestran dispersos a lo largo del trayecto de la cima de las morrenas frontales. De igual manera, durante la etapa de campo se pudo identificar:

lagunas de origen glaciar, cordones morrénicos, morrenas laterales, morrenas frontales, lechos rocosos pulidos, bloques erráticos y rocas aborregadas, entre otros.

3.3.3. Cartografía de paleoglaciares

Seguidamente, el presente apartado está dedicado a identificar y cartografiar las huellas o rastros que dejaron los glaciares durante la PEH, con ello conocer la superficie que abarcaron estas masas de hielo. Para eso, se hizo uso de la base generada en el apartado anterior en relación con la identificación de las morrenas, avances y re-avances que se evidencia en los cordones morrénicos. Los mismos que actualmente se encuentran encerrando lagunas de origen glaciar (*Foto 22*). Otro aspecto que considerar ha sido la topografía de las vertientes, que ha permitido interpretar la dirección y el sentido de flujo que debieron adoptar las lenguas de hielo acorde a la pendiente (Vásquez, 2015).



*Foto 22. Quebrada Colquepucro de donde se puede reconocer claramente la geomorfología glaciar, y con ello poder ajustar la cartografía realizada en la segunda fase de gabinete.
Fuente. Elaboración propia (julio 2017).*

3.4. Generación de bandas altitudinales

Una vez generada la cartografía de los glaciares actuales, morrenas y paleoglaciares, se procedió a usarlos como insumos para generar bandas altitudinales que dan a conocer la ELAg.

Tanto para glaciares actuales como para paleoglaciares, cabe resaltar que estos últimos tienen un procesamiento adicional el cual será detallado más adelante. Debido a que los paleoglaciares tienen una topografía diferente a la que podemos visualizar actualmente, se plantea generar la reconstrucción de las curvas de nivel que intersecan a las masas glaciares existentes durante la PEH.

Posteriormente fueron generados cuadros de atributos para conocer "Z_mayor", "Z_menor" y "Z_promedio". Siendo el más importante el último mencionado, ya que luego los datos generados son exportados en Excel para su uso en las Hojas de Osmaston.

3.4.1. Generación de bandas altitudinales glaciares actuales

Previamente individualizados los glaciares actuales, se procedió a generar las bandas altitudinales de los mismos, en función de la superposición de las curvas de nivel existentes, para eso se hizo uso de los siguientes insumos.

- a) Curvas de nivel (cada 50 metros), y que fueron obtenidas gracias a la base de metadatos de acceso libre.
- b) Glaciares actuales cartografiados (se explicó el procedimiento en el apartado anterior).

Los dos insumos mencionados anteriormente se cargan como capas en el Data view en *ArcGIS*, y se procede con la edición del SHP que lleva por nombre "*Glaciares_actuales_Tunshu*". Para ello, seleccionamos solo las curvas de nivel y aplicamos la herramienta ***Split polygons***, haciendo que ambos SHP se intercepten y se generen bandas altitudinales, o dicho de otro modo un glaciar seleccionado se fraccione en relación con los intervalos de sus bandas altitudinales (cada 50 metros) (*Figura 27*).

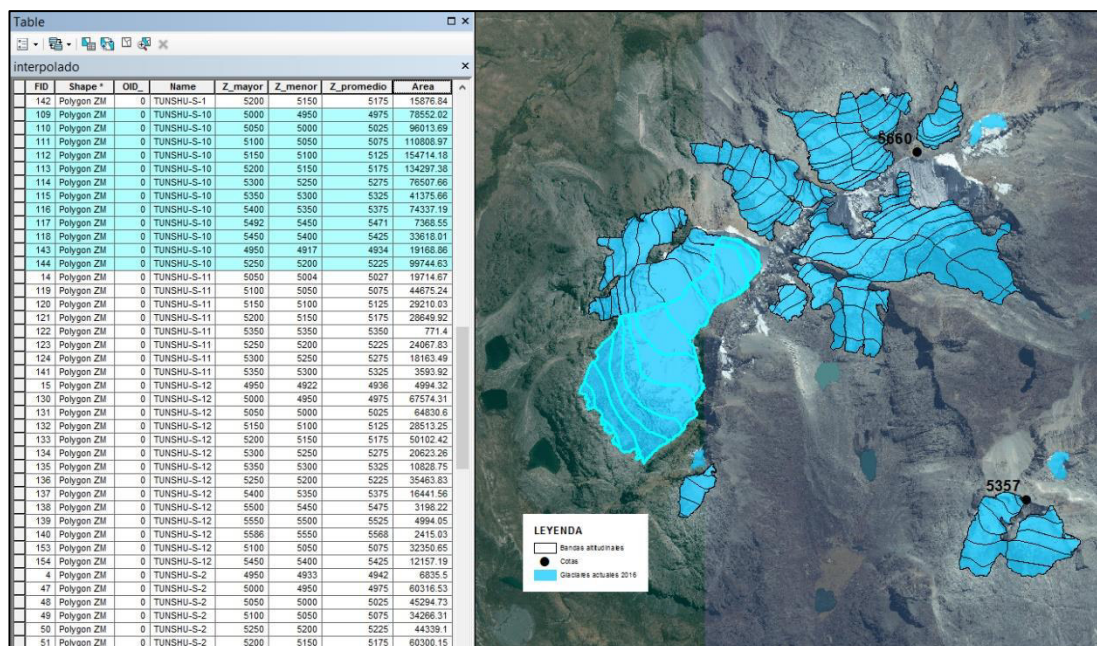


Figura 27. Muestra de la intersección de dos capas (curvas de nivel y los glaciares actuales previamente cartografiados).
Fuente. Elaboración propia

Una vez terminado el proceso anterior, se procede a generar nuevos campos a la tabla de atributos. De donde, cada banda está determinada por un atributo (área, valor máximo, valor mínimo y un valor promedio de altura) referido a la curva de nivel que lo atravesase los cuales detallaremos a continuación:

- **Name:** donde encontraremos el nombre resumido de cada polígono individualizado para los glaciares actuales. Así como también la orientación en la que se encuentran, con respecto a la dirección de sus masas glaciares (Ejem: TUNSHU-N-3, cuyo significado es TUNSHU NORTE, glaciar Número 03).
- **Z_mayor:** definido como la cota mayor de cada banda altitudinal, es decir la cota de la curva de nivel superior.
- **Z_menor:** que será definida como la cota menor de cada banda altitudinal, es decir la cota de la curva de nivel inferior.
- **Z_promedio:** definido como la altitud media entre la cota mayor y la menor de cada banda altitudinal.
- **Área:** nos muestra m² de cada polígono obtenido.

Una vez terminado de crear los campos, se procedió a hallar los datos faltantes, como son los límites de cada banda altitudinal (límite superior e inferior) que se encuentran representados por polígonos.

Para lo cual se necesita generar un modelo de elevación digital del terreno que tenga datos vectoriales (*TIN*) (*Figura 28*). Y poder obtener una mejor visualización del modelado de la superficie, a partir de la topografía digital que se traducirá en una mejor cartografía para los glaciares de la PEH.

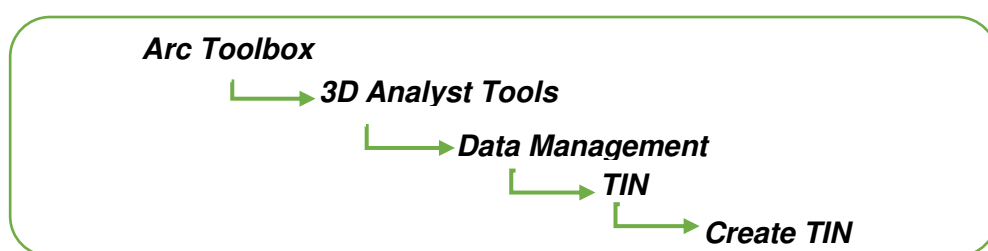


Figura 28. Procedimiento para crear un modelo vectorial TIN (Triangulated irregular network).

Fuente. Elaboración propia

Una vez generado el *TIN*, se precisaron los resultados en la ***Tabla de atributos***. Siendo elemental el procedimiento anterior para proceder con la Interpolación, que nos permitió calcular parámetros como: el área, la cota mayor, la cota menor y la cota media.

Siendo la cota menor uno de los datos más importantes, debido a que es imprescindible para el cálculo de la ELA AABR. Seguidamente se realizó el procedimiento que se muestra en la (*Figura 29*) y (*Figura 30*) para obtener ***Interpolate Shape***. A partir del cual se va completando de manera progresiva la información en los campos previamente creados.

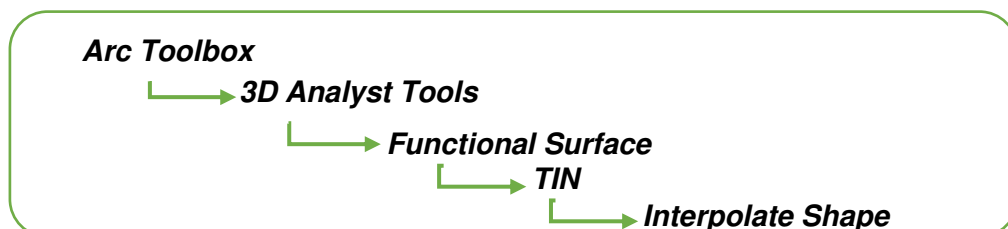


Figura 29. Procedimiento para crear el Interpolate Shape

Fuente. Elaboración propia

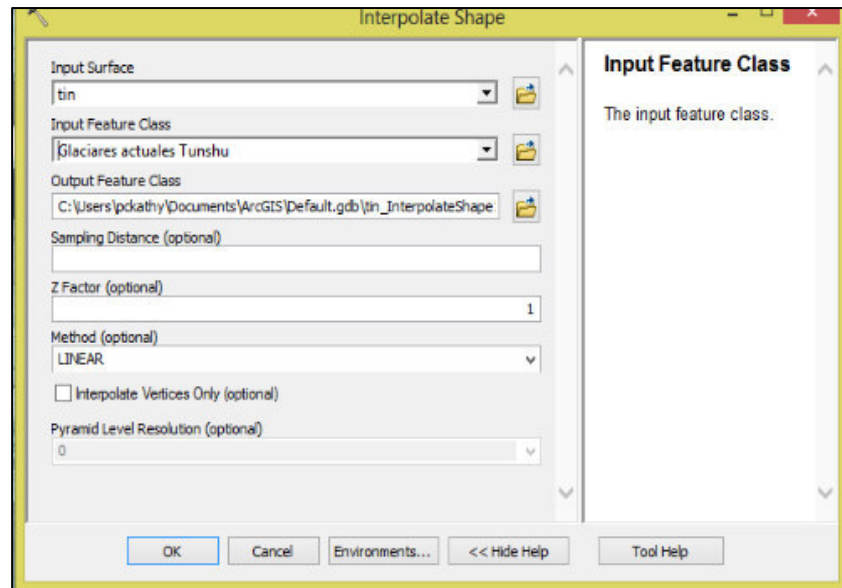


Figura 30. Proceso para obtener Interpolate Shape a partir de un modelo digital (TIN).

Fuente. Elaboración propia

Por último, se completa la información en cada campo creado, dentro de la tabla de atributos de “Glaciares_actuales_Tunshu”, usamos la herramienta **Calculate Geometry**, que nos permitió calcular el área de los polígonos que tiene cada glaciar. Paso siguiente procedemos a usar la herramienta **Field Calculator**, para los parámetros de (Z_menor, Z_mayor y Z_promedio) (Figura 31).

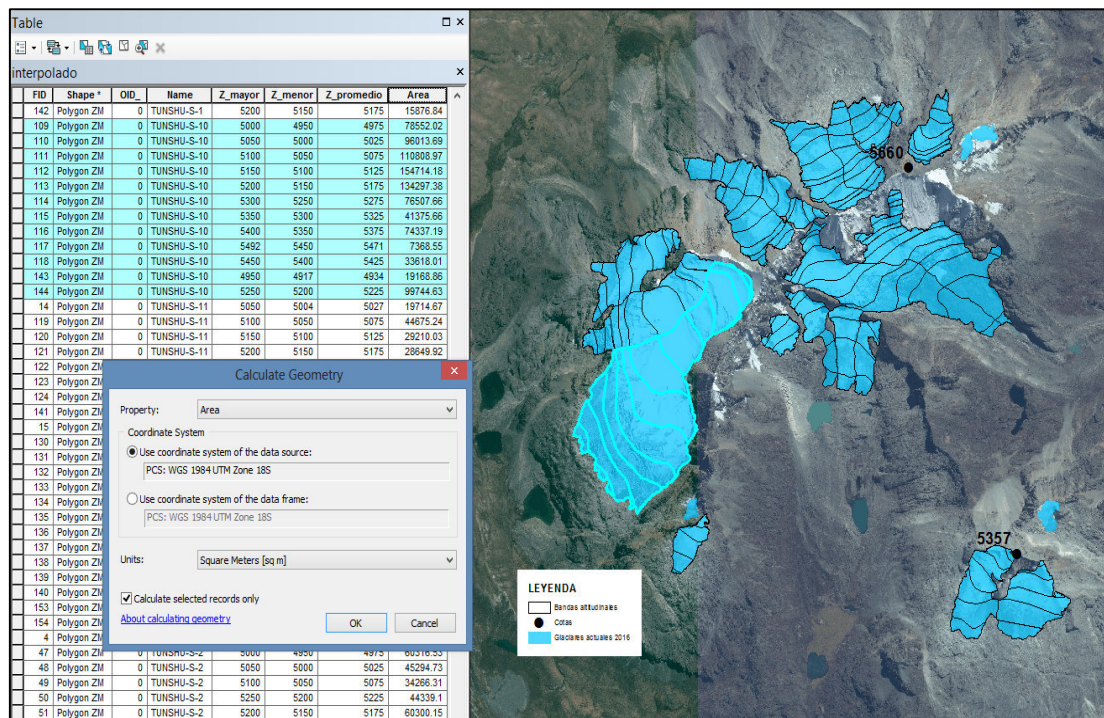


Figura 31. Cálculo de los parámetros de elevación (Z_mayor, Z_menor, promedio) y área de los glaciares.

Fuente. Elaboración propia

En casos especiales donde el límite del glaciar se encuentra fuera de una banda altitudinal, se opta por hallar el dato manualmente utilizando otros modelos digitales que representen el terreno (DEM). Este caso, anteriormente mencionado se da debido a que el modelo digital *TIN* no reconoce las zonas de relieve plano.

3.4.2. *Generación de bandas altitudinales paleoglaciares*

En el siguiente apartado se trataron cuestiones de la metodología a seguir para poder generar bandas altitudinales, para este caso en relación con los paleoglaciares durante la PEH y que fueron generados a partir de la topografía actual.

Posteriormente se realizó la reconstrucción de estas, con ello poder obtener intervalos de las bandas altitudinales generadas con su respectiva tabla de atributos. Siendo el más importante de ellos “Z_promedio”, a partir del cual podremos conocer el valor de la ELA durante la Pequeña Edad del Hielo. Cabe resaltar que el procedimiento es similar a la generación de bandas altitudinales para glaciares actuales (Jaramillo, 2009).

3.4.2.1. *Reconstrucción de la paleotopografía*

Entiéndase por paleoglaciares como masas de hielo extintas deducidas de las evidencias geomorfológicas como las morrenas. Dejadas cuando los glaciares estuvieron en su máxima expansión, o que también son producto de los distintos avances y re avances de los glaciares. Por eso las morrenas son de relevante interés para posteriormente generar la ELAg.

La *Figura 32* es una fotografía aérea tomada en 1962, y como notamos puede ayudarnos a identificar las masas glaciares de aquel año, hasta incluso algunas morrenas. Más no son relevantes para los estudios aquí descritos, debido a que tratamos de identificar avances glaciares previos a 1970. Además, la momento en la que se tomó la fotografía se evidencia que alberga nieve que dificulta el análisis cartográfico. Otro punto relevante es la resolución, la cual sin duda es de gran ayuda para identificar desprendimientos glaciares, que sin duda son considerados para obtener un mejor resultado en los cálculos de la superficie glaciar.



Figura 32. Fotografía tomada 7 junio 1962, evidencia restos de nieve en el glaciar Tunshu.

Fuente. Servicio aerofotográfico del Perú.

En ese sentido, a partir de la identificación de las morrenas y la cartografía de los glaciares actuales, detallados anteriormente se procede a realizar la cartografía de los paleoglaciares que podrían corresponder a la Pequeña Edad del Hielo.

En esa tarea debe tenerse muy en cuenta la configuración geomorfológica del terreno, es decir, interpretar la morfología del área fuente y reconstruir los paleoglaciares de manera coherente a la forma de la vertiente por la que se canalizaban (Concha, 2015). Se procede a realizar dos pasos importantes para obtener los resultados esperados:

Interpretación de la topografía: a partir de las distintas unidades geomorfológicas previamente cartografiadas del área de estudio (morrenas, lagunas, masas glaciares actuales, paleoglaciares, entre otros) así como también con las curvas de nivel (50 metros) se identifican las unidades geomorfológicas.

Se interpreta cuales fueron las áreas que estuvieron cubiertas por masas glaciares o paleoglaciares, esta acción se refuerza mediante Google Earth 3D y sobreponiendo las capas generadas que permite visualizar la elevación del relieve mediante el análisis de las curvas de nivel. Para finalmente obtener la paleotopografía del área deseada, tal como evidencia la *Figura 33*.

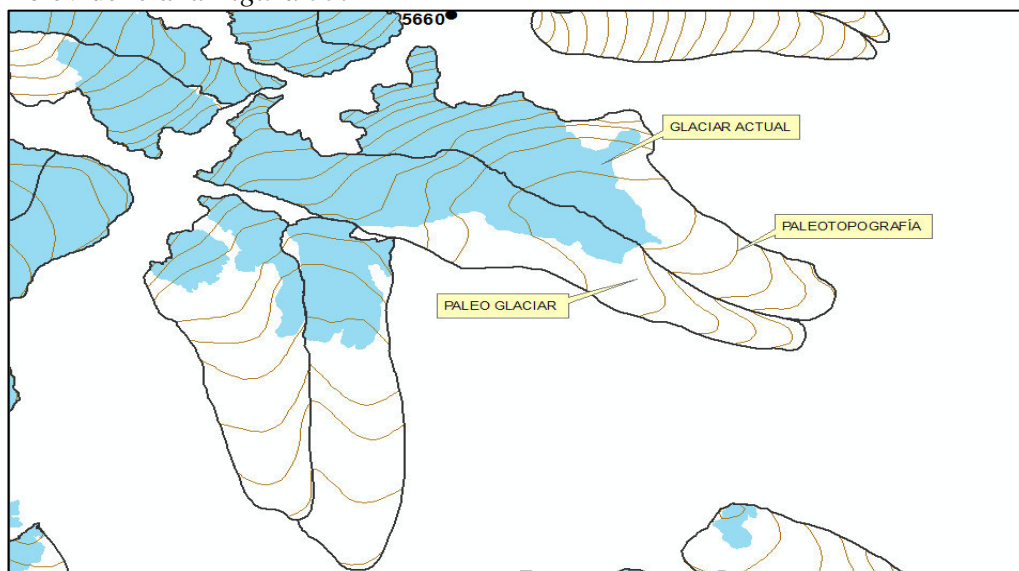


Figura 33. Representación de la reconstrucción de las curvas de nivel o paleotopografía para la PEH.

Fuente. Elaboración propia

A. Edición.

La *Figura 34* muestra el procedimiento para el uso de la herramienta *Reshape Feature Tool*, para poder editar las curvas de nivel actuales (2016). Para lo cual debemos de tener en cuenta que se editaron únicamente aquellas que, se encuentren dentro de los límites de los paleoglaciares a partir de las curvas existentes.

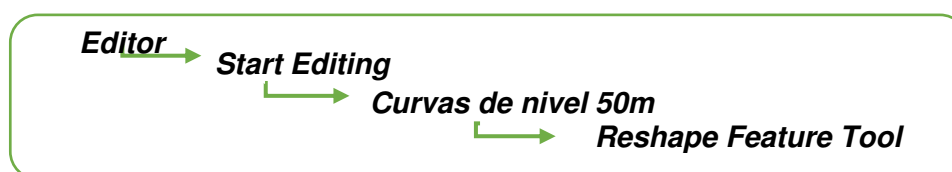


Figura 34. Procedimiento para editar las curvas de nivel y generar la paleotopografía

Fuente. Elaboración propia

Este proceso, ayudará a reconocer espacialmente de qué manera se encontraban distribuidos los glaciares, límites y volúmenes que tuvieron estos durante la PEH (*Figura 35*). Seguidamente se procede a hacer uso de la herramienta **Clip**, para visualizar en el área de trabajo, además la paleotopografía generada, los glaciares y paleoglaciares. Para poder concluir con el mencionado procedimiento se procedió a generar el *TIN* con la topografía actual (*Figura 36. Izquierda*), de igual manera se realizó con la paleotopografía (*Figura 36. Derecha*).

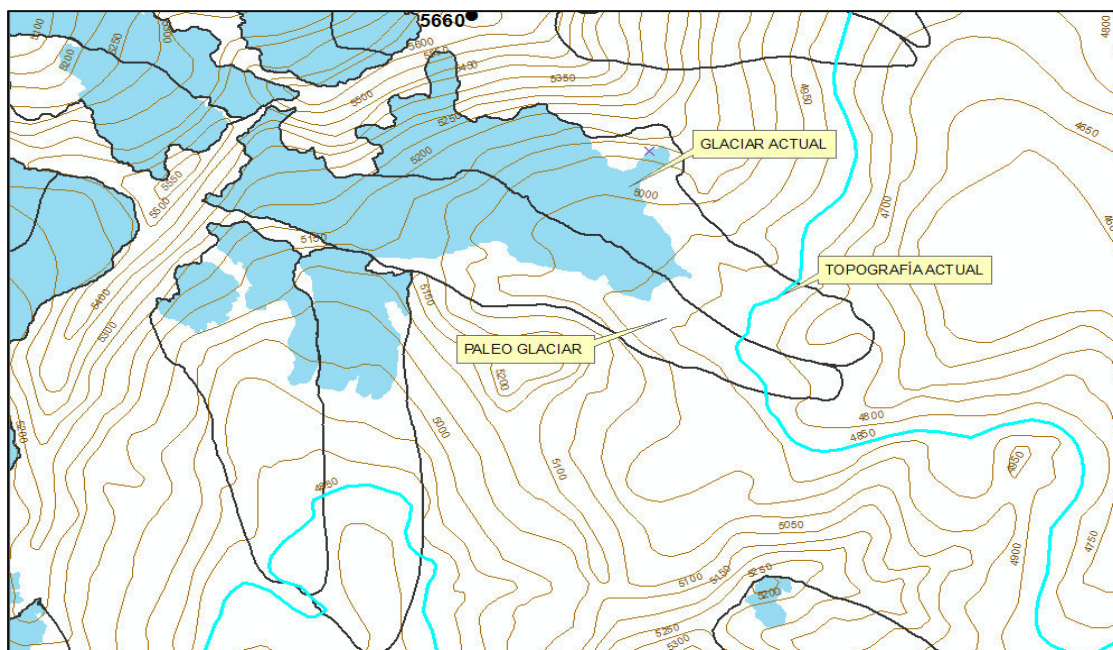


Figura 35. Representación de un glaciar, paleoglaciares y la topografía actual (2016), se identifica las curvas de nivel a editar (línea celeste).
Fuente. Elaboración propia

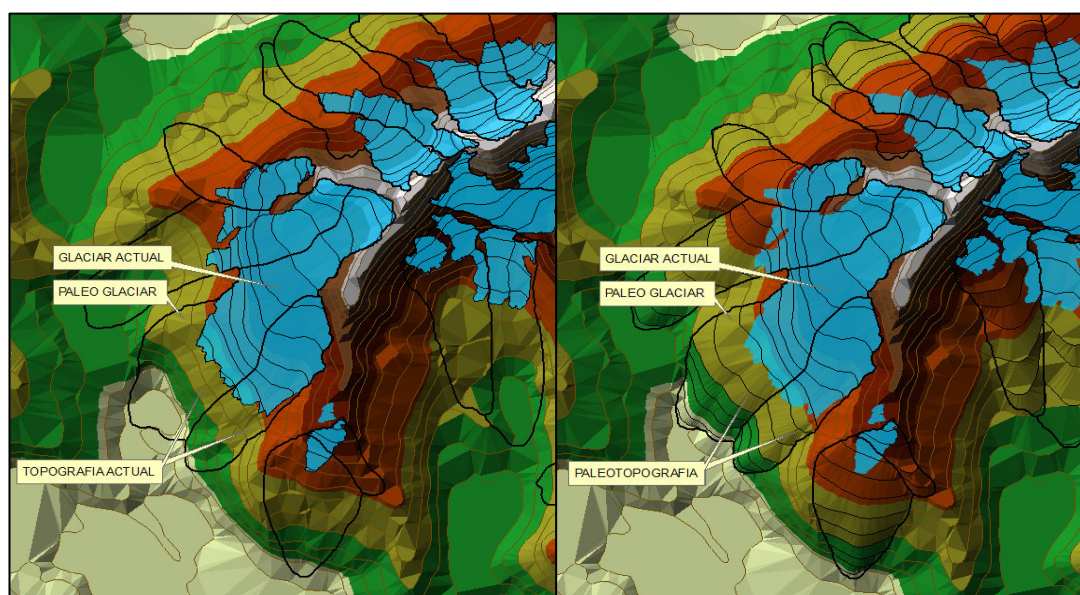


Figura 36. Izquierda, generación de un TIN a partir de la topografía actual (2016), en base de las curvas de nivel de 50m. Derecha, reconstrucción de la paleotopografía (PEH) teniendo de base las curvas de nivel de 50m.
Fuente. Elaboración propia.

Este proceso se dio con la finalidad de poder representar de manera visual las masas glaciares pérdidas desde la PEH, a partir de la reconstrucción paleo topográfica. Mas no fueron usados para calcular los volúmenes de la masa glaciar.

Seguidamente, al igual que el apartado anterior procedemos a la clasificación y enumeración de los resultados en la tabla de atributos y; de las bandas altitudinales

generadas para el cálculo de los parámetros (Z_{menor} , Z_{mayor} , Z_{promedio} y área) (Figura 37).

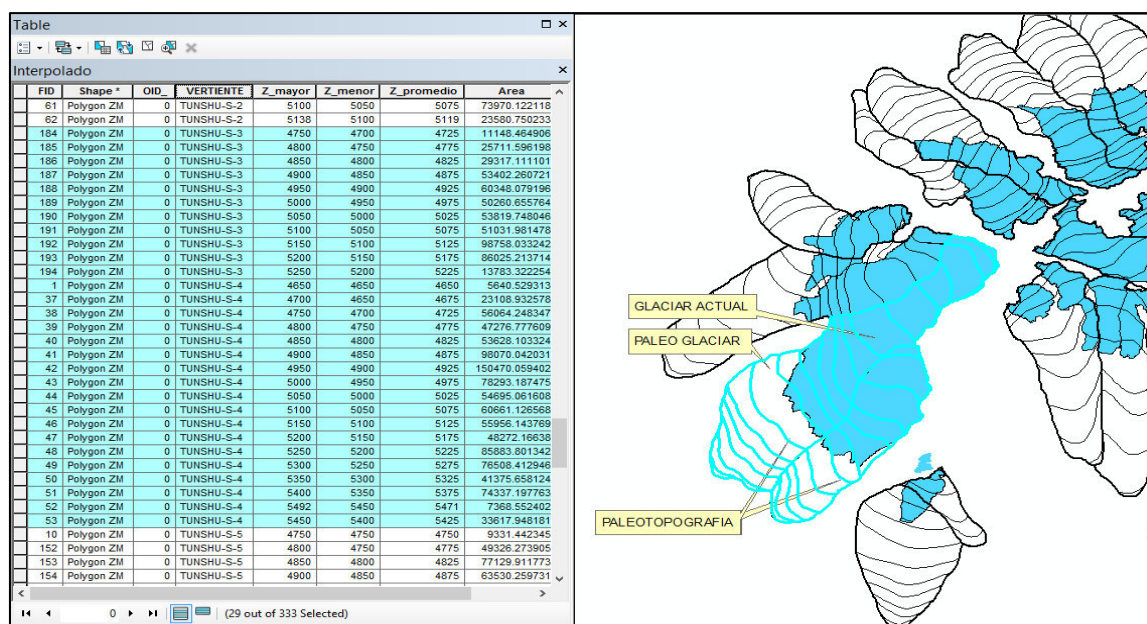


Figura 37. Representación de las bandas altitudinales generadas a partir de la paleotopografía durante la PEH. Fuente. Elaboración propia

3.5. Método AABR para el cálculo de ELAS y paleoELAS (hojas de cálculo)

El método AABR se basa en ponderar el balance de masa en las áreas que se localizan muy por encima o por debajo de la ELA, en mayor medida que en las áreas que se encuentran inmediatamente próximas a ese nivel (Osmaston 2005), además señaló el autor que muchos glaciares y paleoglaciares se ajustan a esas características. Además, el método está basado en el uso de criterios estadísticos y con ello mostrar resultados más probables. Para el presente trabajo se usaron dos hojas de cálculo en formato Excel ya programadas y publicadas para el uso de la comunidad científica por Osmaston (2005).

Debemos resaltar también que en el archivo *SHP* generado, se crea una tabla de atributos donde se añade una casilla con el nombre “orientación”, en la que se vio por conveniente clasificar la cartografía previamente realizada dependiendo de la orientación de la montaña y de la dirección de los flujos de sus masas glaciares, según sea esta NO, NE, SO y SE, ello con fines netamente de análisis y comparación de datos.

Debido a que la metodología aplicada en el presente trabajo para el cálculo de la ELA permite clasificar el área de estudio según veamos más conveniente, podemos agrupar los glaciares de estudio según Norte y Sur o Este y Oeste. Es decir, podemos tomar como referencia una parte o toda la montaña, la que mejor reúna las condiciones y por ende muestre resultados más precisos al momento de calcular la ELA.

En ese sentido, se hicieron todos los cálculos y se clasificó según sea “vertiente norte” o “vertiente sur”. El *Cuadro 11* muestra la clasificación de los glaciares por su orientación, los mismos que fueron trabajados detalladamente en las hojas de cálculo de Osmaston (2005). Tomando en cuenta lo mencionado anteriormente se procede a codificar según la vertiente a la cual corresponda cada glaciar: para la vertiente norte tomara la siguiente clasificación: TUNSHU-N-1, TUNSHU-N-2, etc. Mientras que, para la vertiente sur, la estructura será: TUNSHU-S-1, TUNSHU-S-2, etc. En ambos casos empezamos con el número “1” de manera ascendente con números correlativos. Por último, se procedió a exportar la información (.shp) en formato compatible en Excel (bdf), donde se analizó los datos obtenidos.

CLASIFICACIÓN DE LOS GLACIARES CARTOGRAFIADOS SEGÚN SU ORIENTACION VERTIENTE NORTE Y SUR NEVADO TUNSHU

VERTIENTE	CODIGO
VERTIENTE NORTE	TUNSHU-N-1
	TUNSHU-N-2
	TUNSHU-N-3
	TUNSHU-N-4
	TUNSHU-N-5
	TUNSHU-N-6
	TUNSHU-N-7
VERTIENTE SUR	TUNSHU-S-1
	TUNSHU-S-2
	TUNSHU-S-3
	TUNSHU-S-4
	TUNSHU-S-5
	TUNSHU-S-6
	TUNSHU-S-7
	TUNSHU-S-8
	TUNSHU-S-9
	TUNSHU-S-10
	TUNSHU-S-11
	TUNSHU-S-12

*Cuadro 11. Muestra la cantidad de glaciares identificados según su orientación norte y sur del área de estudio.
Fuente. Elaboración propia*

El *Cuadro 12* y el *Cuadro 13* evidencian el detalle de la hoja de cálculo Excel de los datos obtenidos para la vertiente norte y sur respectivamente. Los mismos que muestran datos del intervalo mayor y menor de las bandas altitudinales para cada uno de los glaciares (Jaramillo, 2009), identificados, altura promedio y el área en (m²) que representa cada uno de estos glaciares.

Un dato importante es aprender a revisar los resultados, percatarse que las bandas altitudinales abarcan toda el área de estudio, y de no ser así se procede a completar manualmente los datos, ya que de los datos de esta tabla dependerán los resultados posteriores.

**HOJAS DE CÁLCULO 2016 VERTIENTE NORTE
•NEVADO TUNSHU**

VERTIENTE NORTE				
Código	Intervalos		Promedio	Área (m ²)
	Mayor	Menor		
TUNSHU-N-1	5600	5600	5600	11108.68
TUNSHU-N-1	5600	5550	5575	8965.28
TUNSHU-N-1	5550	5500	5525	19954.40
TUNSHU-N-1	5500	5450	5475	21486.17
TUNSHU-N-1	5450	5400	5425	12071.43
TUNSHU-N-1	5400	5350	5375	38776.76
TUNSHU-N-1	5350	5300	5325	32524.98
TUNSHU-N-1	5300	5250	5275	23839.39
TUNSHU-N-1	5250	5200	5225	16949.19
TUNSHU-N-1	5200	5150	5175	4053.48
TUNSHU-N-1	5150	5144	5147	405.72
TUNSHU-N-2	5640	5600	5620	3662.29
TUNSHU-N-2	5600	5550	5575	11931.75
TUNSHU-N-2	5550	5500	5525	11194.49
TUNSHU-N-2	5500	5450	5475	25368.65
TUNSHU-N-2	5450	5400	5425	19597.62
TUNSHU-N-2	5400	5350	5375	12801.80

*Cuadro 12. Hoja de cálculo Excel de la vertiente norte, mostrando datos del intervalo mayor y menor de las bandas altitudinales.
Fuente. Elaboración propia*

**HOJAS DE CÁLCULO 2016 VERTIENTE SUR
·NEVADO TUNSHU**

VERTIENTE SUR				
Código	Intervalos		Promedio	Área (m²)
	Mayor	Menor		
TUNSHU-S-1	5050	5039	5044	1313.13
TUNSHU-S-1	5100	5050	5075	14208.04
TUNSHU-S-1	5150	5100	5125	25161.50
TUNSHU-S-1	5200	5200	5200	4796.08
TUNSHU-S-1	5200	5150	5175	15876.83
TUNSHU-S-2	5000	4950	4975	60316.53
TUNSHU-S-2	5050	5000	5025	45294.73
TUNSHU-S-2	5100	5050	5075	34266.31
TUNSHU-S-2	5250	5200	5225	44339.09
TUNSHU-S-2	5200	5150	5175	60300.15
TUNSHU-S-2	5150	5100	5125	54927.99
TUNSHU-S-2	5300	5250	5275	46139.68
TUNSHU-S-2	5350	5300	5325	31522.07
TUNSHU-S-2	5500	5450	5475	4550.96
TUNSHU-S-2	5550	5500	5525	1341.31
TUNSHU-S-2	5400	5350	5375	14035.17
TUNSHU-S-2	5450	5400	5425	4347.62

Cuadro 13. Hoja de cálculo Excel de la vertiente sur, mostrando datos del intervalo mayor y menor de las bandas altitudinales de los glaciares estudiados.

Fuente. Elaboración propia

3.5.1. Aplicación del método AABR (Hoja de cálculo 1)

La ELA obtenida por el método AABR es una noción estadística vinculada a un grupo homogéneo de glaciares. Con el fin de poder comparar los resultados de las diferentes fases, los glaciares serán previamente (Grupo de investigación Geografía Física de Alta Montaña, 2005) asociados por la vertiente a la cual corresponde, empleando como criterio su vinculación con un mismo valle glaciar durante la fase de la PEH (Grupo de investigación Geografía Física de Alta Montaña, 2005), dicho trabajo ha sido impulsado gracias a la técnica de la fotointerpretación con imágenes satelitales actuales.

Los grupos homogéneos estarán constituidos por todos los glaciares que se encauzaron en el interior de quebradas con una misma orientación. Para vincular unas quebradas con otras en función de sus orientaciones, cada montaña o conjunto de montañas será compartimentado en sectores lógicos (p.e. N y S) utilizando criterios geomorfológicos para su definición (Grupo de investigación Geografía Física de Alta Montaña, 2005).

En ese sentido, se muestra la Hoja de cálculo 1 compuesta de 37 campos, de los cuales solo describiremos los más importantes, (*Cuadro 3.4*), siendo los campos detallados a continuación los mínimos necesarios para poder explicar el uso adecuado de estas tablas. De donde, del campo 1 al 6 (color celeste) se introduce la información que hemos obtenido para cada glaciar, que es exportada previamente de la tabla de atributos de ArcGIS.

1.-Código del glaciar (código de cada glaciar).

2.-Equidistancia de las curvas de nivel (según la base topográfica en la que se trabajó; 50m).

3.-Intervalos Z (que es la altitud mayor y menor de cada banda altitudinal).

4.-Altitud media de los intervalos altitudinales (la media altitudinal calculada anteriormente).

5.-Área en m² (el área calculada).

6.-Producto de la altitud media por el área. (La hoja de cálculo está programada para calcular la sumatoria de los campos 5 y 6).

En la parte inferior del campo 6; en la casilla de resultados, aparece un casillero pintado en amarillo, ese valor viene a ser la ELA calculada mediante el método (AA) *Área x Altitude* planteada por Sissons (1974, 1980), dicho método fue usado en los montes Grampianos (Escocia), los resultados fueron indispensables ya que se evidencia que con el método AABR, se simplificaban enormemente los cálculos.

$$ELA = \Sigma (Z * A) / \Sigma A$$

Dónde:

$\Sigma (Z * A)$: *sumatoria del producto de la altitud media de cada banda altitudinal por su área.*

ΣA : *sumatoria de las áreas de todas las bandas altitudinales.*

7.-Valor del BR (Balance Ratio) elegido. Siendo los valores de BR 1.0, 1.5, 2.0, 2.5 y 3.0. Entonces las ELAs se tabulan en una hoja de cálculo agrupándolas en columnas de datos vinculados con un mismo valor de BR (color verde) y se calculan automáticamente sus promedios y desviaciones típicas (Grupo de investigación Geografía Física de Alta Montaña, 2005). Seguidamente, el promedio de ELAs con la desviación típica más reducida se selecciona como valor de ELA AABR, por considerar que es el más probable (color mostaza) (Grupo de investigación Geografía Física de Alta Montaña, 2005).

Adicionalmente Osmaston (2005), al mejorar la metodología introdujo una autocorrección a la celda contigua del valor de la ELA AA (color amarillo) con el mensaje “VERDADERO”, para verificar que la hoja de cálculo funciona de manera correcta o “FALSO”, si fuera el caso.

Finalmente, para cada glaciar se ha generado una hoja de cálculo, al igual que en el ejemplo del (*Cuadro 14*). Para lo cual se dividió la información en dos sectores del área de estudio: vertiente norte y sur.

RESUMEN DE HOJA DE CÁLCULO 1 SECTOR NORTE NEVADO TUNSHU . MÉTODO AABR

1	2	3	4	5	6	7			
GLACIAR	Equidistancia (m)	Intervalos Z (Z mayor y Z menor)		Z media	Área	Z media x Área	Balance Ratio (BR)*	ELA trial Reference contour(1)**	Belt area x Alt above ref. contour(1)
TUNSHU-N-6	50.0	5550	5550	5550	379.400994	2105675.5	2.0	4950	227641
		5500	5450	5475	14997.4188	82110867.7			7873645
		5450	5400	5425	18380.5198	99714320.1			8730747
		5400	5350	5375	42206.2455	226858569.8			17937654
		5350	5300	5325	33362.499	177655307.3			12510937
		5300	5250	5275	18772.0754	99022697.7			6100925
		5250	5200	5225	18521.2082	96773312.9			5093332
		5200	5150	5175	5851.82632	30283201.2			1316661
		5550	5500	5525	11987.7855	66232514.7			6892977
TOTALS					164459.0	880756467.0			66684518

RESULTS

AA ELA (median alt x area, shortcut method) =

5355

CHECK = **VERDADERO**

AABR ELA for BR=0 (if exact contour) =

AABR ELA for BR=1 (interpolated between contours) =

AABR ELA for other BRs (if exact contour) =

AABR ELA for other BRs (interpolated between contours) =

5329

5360

	BR=1.0	BR=1.5	BR=2.0	BR=2.5	BR=3.0
TUNSHU-N-6	5355	5340	5329	5320	5313

Cuadro 14. Hoja resumen de cálculo 1 desarrollada por (Osmaston, 2005).
Fuente. Elaboración propia, adaptado de Osmaston (2005).

3.5.2. *Aplicación del método AABR (Hoja de cálculo 2)*

En la hoja de cálculo 2, se muestra el resumen de la información generada por las hojas de cálculo 1 vinculadas al valor de BR, calculando de manera automática los promedios y las desviaciones estándar para cada serie.

Así también se dieron valores de *Balance Ratio* (1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0), que se utilizó para ponderar los cálculos, promedios y las desviaciones típicas de cada serie. De los mencionados cálculos se obtuvo los promedios estadísticamente representativos para todo un conjunto de la población de estudio tal como detalla el *Cuadro 15*.

El valor resultante del proceso es el valor de la ELA, cuya representación estadística equivale a todo el grupo de glaciares. Además, podemos mencionar que el método aplicado elimina las distorsiones que han podido producirse como consecuencia de las particularidades de cada glaciar, estandarizando la validez de la información.

Finalmente, se seleccionó los valores de la ELA, relacionados con la desviación más reducida por ser considerados como los más probables, según el planteamiento de Osmaston (2005) los mismos que se muestran sombreados de color amarillo.

RESUMEN DE HOJA DE CÁLCULO 2 SECTOR SUR NEVADO TUNSHU
MÉTODO AABR

Nro.	Código	BR=1.0	BR=1.5	BR=2.0	BR=2.5	BR=3.0
1	TUNSHU-S-1	5130	5121	5116	5111	5108
2	TUNSHU-S-2	5155	5133	5118	5107	5098
3	TUNSHU-S-3	5195	5181	5172	5164	5159
4	TUNSHU-S-4	5054	5045	5039	5034	5031
5	TUNSHU-S-5	5112	5099	5089	5081	5075
6	TUNSHU-S-6	5176	5168	5162	5158	5156
7	TUNSHU-S-7	5042	5034	5028	5024	5020
8	TUNSHU-S-8	5112	5103	5096	5090	5086
9	TUNSHU-S-9	5245	5226	5213	5202	5193
10	TUNSHU-S-10	5165	5143	5128	5117	5108
11	TUNSHU-S-11	5144	5129	5119	5112	5107
12	TUNSHU-S-12	5136	5112	5096	5083	5074
Promedio		5139	5125	5115	5107	5101
Desviación Típica		53.9	51.3	50.0	48.97	48.38

*Cuadro 15. Resumen de la hoja de cálculo 2 muestra las ELAS del nevado Tunshu sector Sur.
Fuente. Elaboración propia, adaptado de Osmaston (2005).*

3.6. Elaboración de un modelo espacial para ELAS

Una vez reconstruida la ELA por el método AABR propuesto por (Osmaston, 2005), para el conjunto de glaciares del nevado Tunshu se procedió a elaborar un modelo digital, para generar dos Isolíneas. Una representa el valor de la ELA actual y la otra para la Pequeña Edad del Hielo. Para lo cual hacemos uso del Sistema de Información Geográfico y del software ArcGIS.

3.6.1. Modelo espacial para la ELA aplicando el SIG

Iniciamos con el software ArcGIS, en el cual se genera un *RASTER* a partir del modelo de elevación digital *TIN* para los glaciares actuales. Luego se procede con el mismo modelo para los paleoglaciares, tal como se muestra en los pasos de la *Figura 39*.

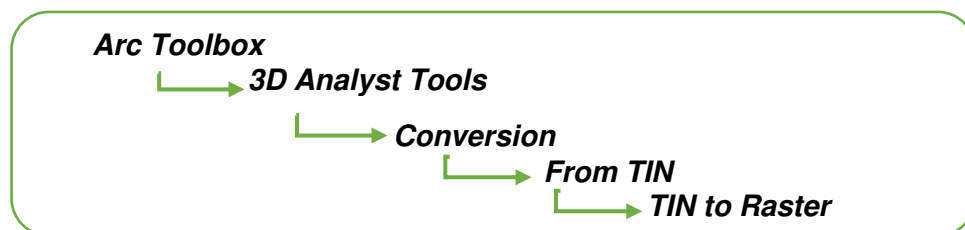


Figura 38. Procedimiento para convertir del formato TIN al formato RASTER.
Fuente. Elaboración propia

La Figura 39. Izquierda, muestra el modelo de elevación TIN de los glaciares actuales y, la Figura 39. Derecha correspondiente al modelo RASTER que es detallado en la imagen luego de su procesamiento, a partir del cual podremos obtener el modelo espacial de la ELA con el objetivo de generar una isolínea (1 metro).

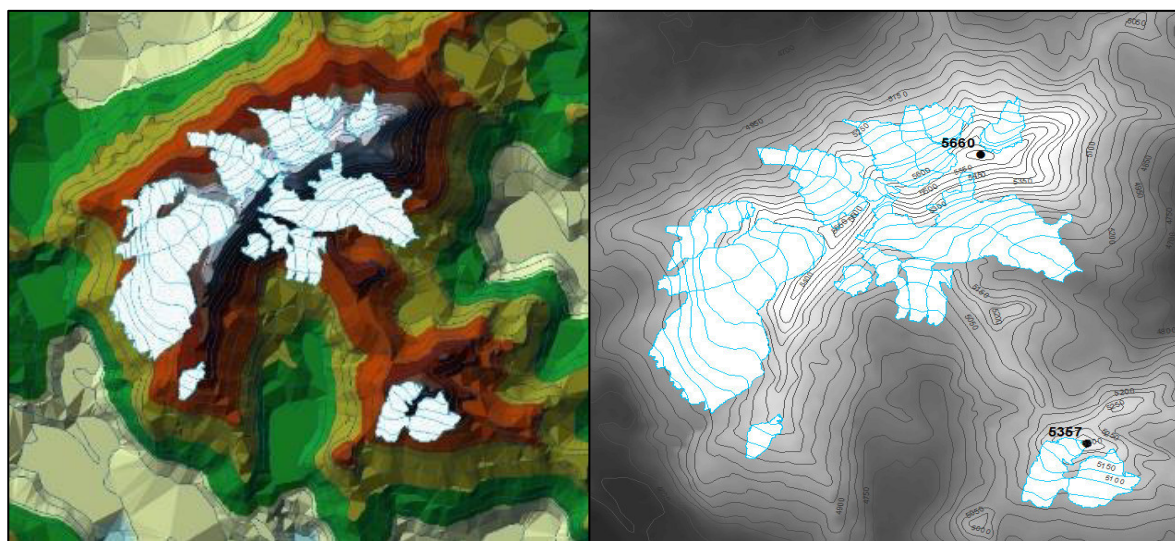


Figura 39. Izquierda, base de un modelo de elevación TIN. Derecha, generación de un RASTER a partir de un modelo de elevación TIN.
Fuente. Elaboración propia.

Una vez generado el RASTER se carga en el Data View de ArcGIS, se introduce el valor final de la ELA con la ayuda de la herramienta *Contour* (Figura 40), se realiza el mismo procedimiento para la paleoELA. Siendo el resultado una isolínea (línea que une puntos de igual altitud).

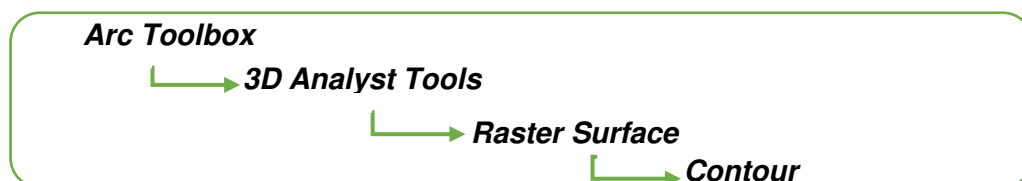


Figura 40. Procedimiento para generar la isolínea para la ELA y la paleoELA.
Fuente. Elaboración propia

La *Figura 41* evidencia el proceso realizado en ArcGIS, para obtener como resultado la ELA espacial, para lo cual debemos cargar en el programa la capa *RASTER*, y la ELA promedio obtenida de la ELA sur y norte de las tablas de Osmaston, las demás casillas se quedan con los datos por defecto.

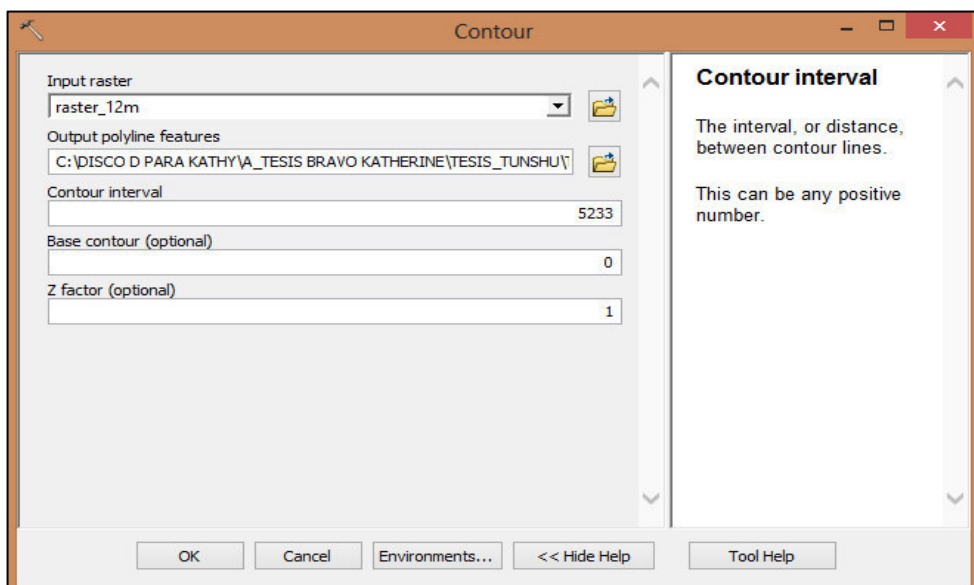


Figura 41. Procedimiento para generar la isolínea usando la herramienta Contour.
Fuente. Elaboración propia

Una vez realizado el paso anterior, se obtuvieron los modelos de la *Figura 42. Izquierda* y la *Figura 42. Derecha* que nos ayudan a determinar cuál ha sido la dinámica de la ELAg, conocer si esta ha ascendido o descendido. Debemos recalcar que se contrastaron los resultados obtenidos, con los datos generados de la cartografía que representa la pérdida de la masa glaciar desde la PEH hasta la actualidad.

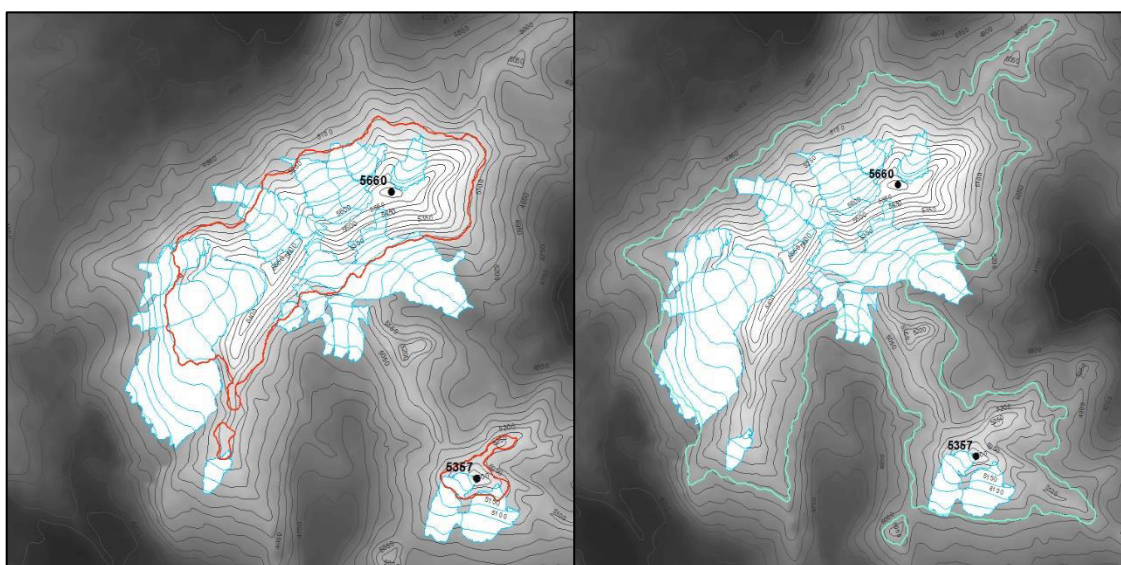


Figura 42. Izquierda, construcción de la ELA actual. Derecha, reconstrucción de la ELA (1metro) para la PEH.
Fuente. Elaboración propia

3.7. Estimación de la variación de la temperatura desde la PEH al 2016

Este cálculo permitió realizar estimaciones del clima desde épocas remotas, de donde no es posible disponer de datos de estaciones meteorológicas u otros. Para realizar estos cálculos es importante tener a disposición de la siguiente información base:

- Desnivel existente entre ELAS y paleoELAS mediante el método AABR.
- Gradiente térmico vertical (GTV) de la tierra que tiene el valor de 6,5 °C / km.

La variación de la temperatura se determinó calculando el producto del gradiente térmico vertical, por la variación altitudinal de la ELA y paleoELA respectivamente. La siguiente ecuación fue desarrollada por (Úbeda J., 2011).

$$\Delta T = GTV \cdot \Delta ELA$$

Donde:

ΔT : paleotemperatura durante la culminación del avance glaciar (PEH) °C.

GTV: gradiente térmico vertical (°C/m).

ΔELA : desnivel de la paleoELA con respecto a la ELA actual (m).

CAPÍTULO IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Resultados

Los resultados obtenidos en la presente investigación describen de qué manera se generó la información base del área de estudio. Mediante análisis geomorfológico, fotointerpretación de imágenes satelitales y técnicas geomática; se identificó, delimitó y calculó las superficies del área de estudio que evidencia glaciares, morrenas y otras unidades geomorfológicas; haciendo énfasis en las evidencias encontradas desde la PEH hasta la actualidad.

Por otro lado, se debe resaltar que son de especial interés los resultados obtenidos para el cálculo de las ELAs mediante el método AABR (Docplayer.es, Evolución Glaciar en la Vertiente Norte del Volcán Cotopaxi - PDF Descargar libre, s.f.) (Osmaston, 2005) y la aplicación de una fórmula propuesta por Úbeda (2011). A partir de dichas fórmulas se generaron modelos espaciales para un mejor análisis espacial; así como también para dar a conocer la interrelación existente entre el retroceso de los glaciares tropicales y las condiciones climáticas, aplicado a una escala local. En síntesis, los resultados se expresan en tablas, mapas y gráficos, haciendo más dinámica la información mostrada.

4.1.1. *Delimitación y superficie del sistema glaciar del Nevado Tunshu*

Apoyados en las técnicas básicas de la geomática, en la información topográfica existente, el análisis de imágenes satelitales y fotografías tomadas in situ. Se generó la cartografía de la presente investigación de donde se delimitó y calculó las superficies del sistema glaciar actual (2016) y para la PEH. Se precisó la existencia de glaciares en los flancos NE, SE, SO y NO; asimismo se optimizó en el mapeo de las morrenas, que marcan los límites de los glaciares que existieron en épocas remotas. Seguidamente se comparó y reajustó la cartografía realizada, utilizando imágenes satelitales que ofrece el servidor *Terraincognita*.

4.1.1.1. *Delimitación y superficie del sistema glaciar actual (2016)*

Los resultados de la delimitación de las superficies glaciares han sido dependientes en gran medida de haber aprendido a diferenciar las formas de origen glaciar, siendo uno de los inconvenientes más comunes aprender a distinguir la masa glaciar de la nieve.

Esto debido a la estación en la que fue obtenida la imagen y que además es influenciada por factores locales como la nubosidad, para evitar este problema se hizo uso de imágenes satelitales de la época sin precipitaciones (época seca).

Otro punto importante que fue tomado en cuenta al realizar la base cartográfica fue aprender a diferenciar los desprendimientos de la masa glaciar y excluirlas. Debido a que estos, ya no son considerados como parte del glaciar por ser áreas de constante pérdida glaciar y que podrían variar ligeramente los resultados finales. Se identificó de igual manera aquellas superficies que albergan glaciares rocosos, que se confunden entre los derrubios de rocas, para evitar este inconveniente se recurrió constantemente a las bases teóricas en relación con la geomorfología glaciar. Debemos resaltar también que este trabajo fue realizado gracias a la aplicación de las técnicas básicas de fotointerpretación para poder identificar las unidades geomorfológicas aquí descritas. Es así como, se procedió a clasificar la información obteniendo los siguientes resultados:

A partir de la cota más alta la cual llega a una altura de 5660 m.s.n.m, se agrupa la información tal como detalla el *Cuadro 16*, según el cuadrante al que pertenece puede ser I, II, III, y IV; según la orientación a la cual corresponde pueden ser NO, NE, SE y SO, de los cuales se identificó que albergan, 03, 04, 06, y 06 glaciares respectivamente; los mismos que alcanzan 0.54, 0.32, 1.06 y 1.80 de área en (km²).

CUADRANTE	ORIENTACIÓN	NRO. DE GLACIARES	ÁREA (km ²)
I	NO	03	0.54
II	NE	04	0.32
III	SE	06	1.06
IV	SO	06	1.80
TOTAL		19	3.72

*Cuadro 16. Distribución de los glaciares en sus cuatro orientaciones (2016).
Fuente. Elaboración propia.*

En síntesis, se lograron identificar un total de 19 glaciares, identificándose en la vertiente norte del nevado Tunshu 07 glaciares, que representan 0.86 km² de superficie glaciar. En relación con la vertiente sur se identificaron 12 glaciares, que representan

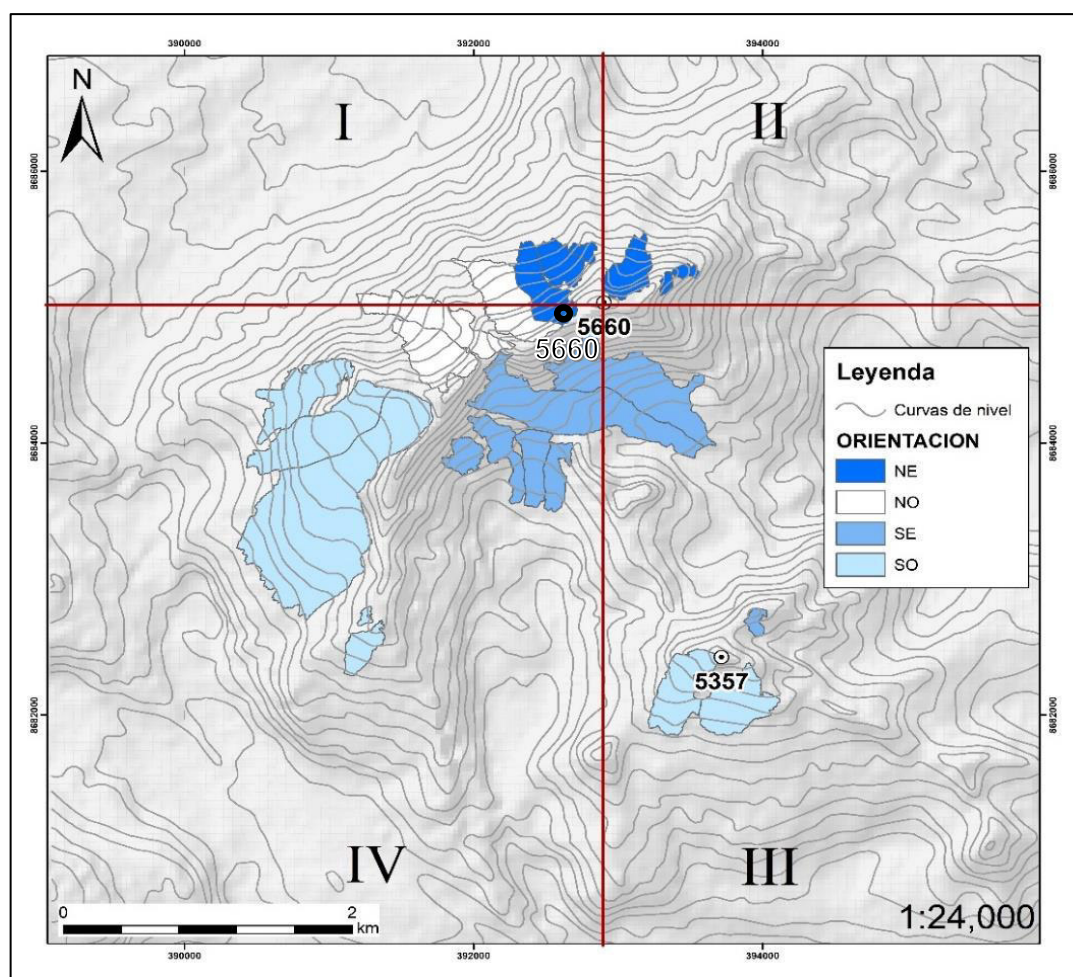
2.86 km². El área total de la cubierta nival para el año 2016 en el área de estudio representa 3.72 km², tal como detalla el *Cuadro 17*.

VERTIENTE	NRO. DE GLACIARES	ÁREA (km ²)
NORTE (N)	07	0.86
SUR (S)	12	2.86
TOTAL	19	3.72

*Cuadro 17. Síntesis de la distribución de los glaciares en sus dos vertientes (2016).
Fuente. Elaboración propia.*

Los datos anteriormente mostrados, son representados espacialmente en la *Figura 43* los mismos que evidencian la distribución del sistema glaciar actual, los cuales están clasificados según su orientación, para un mejor análisis del área de estudio.

DISTRIBUCION DEL SISTEMA GLACIAR NEVADO TUNSHU VERTIENTE NORTE Y SUR BASE: RASTER 2016



*Figura 43. Distribución del sistema glaciar según su orientación.
Fuente. Elaboración propia, DEM generado con curvas de nivel.*

4.1.1.2. Delimitación y superficie del sistema glaciar para la PEH

La *Figura 44* muestra los resultados del modelo tridimensional de la distribución y elevación de la montaña y morrenas durante la PEH. Determinado mediante técnicas propias de la fotointerpretación de imágenes satelitales. Los colores más tenues (marrón claro) están representados por relieves con una menor altitud, conforme se eleva la altitud y alcanza un color fuerte (marrón oscuro).

Se observa que el área de estudio alcanza los colores más oscuros que reflejan elevadas altitudes de 5300 m.s.n.m a 5650 m.s.n.m. Asimismo, las líneas rojas representan los resultados de la distribución de los arcos morrénicos, los mismos que pueden darnos una idea más clara de la configuración de la montaña desde épocas remotas, tanto para la vertiente norte y sur que son presentados a continuación.

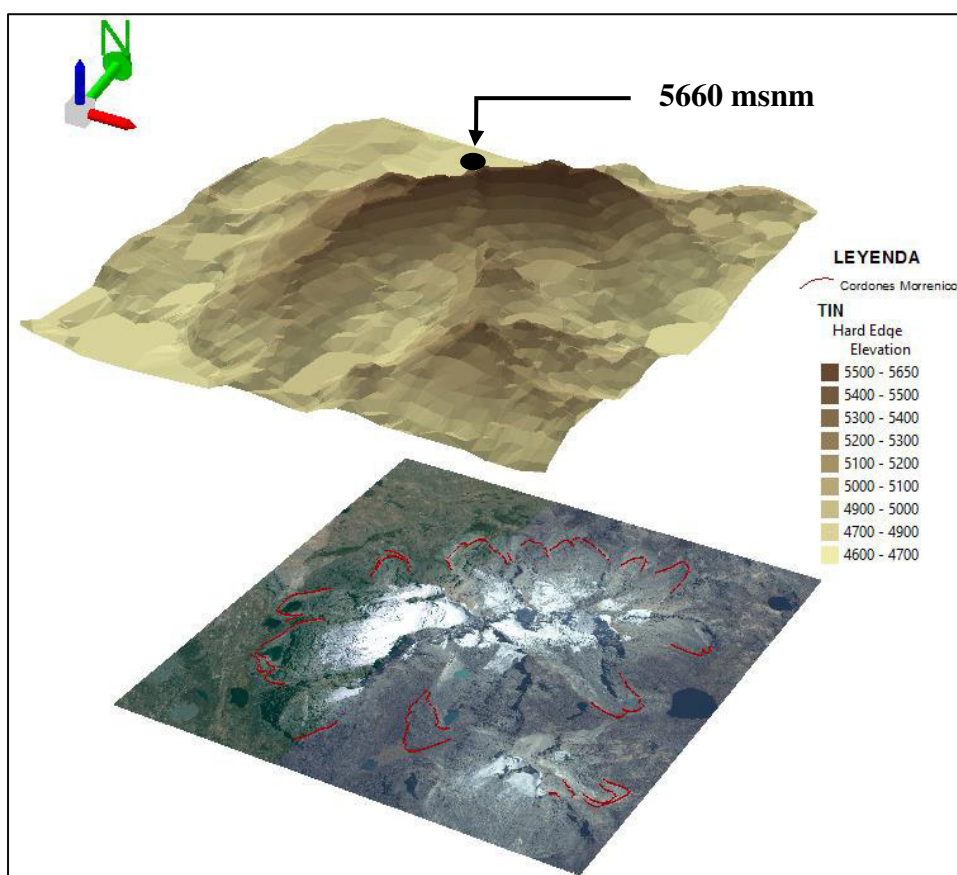


Figura 44. Representación del modelo tridimensional y la distribución de los cordones morrénicos.
Fuente. Elaboración propia a partir de ArcScene

En relación con la reconstrucción del sistema glaciar durante la Pequeña Edad del Hielo en el área de estudio, se ha determinado que albergaba alrededor de 27 paleoglaciares. Según el cuadrante al que pertenece puede ser I, II, III, o IV y; según

la orientación a la cual corresponde pueden ser NO, NE, SE y SO, de los cuales se identificó que albergaron 03, 04, 07, y 13 paleoglaciares respectivamente; los mismos que alcanzaron una extensión de 1.26, 1.31, 3.14, y 5.11 de área en (km²), los resultados mencionados se detallan en el *Cuadro 18*.

CUADRANTE	ORIENTACIÓN	NRO. DE PALEOGLACIARES	ÁREA (km ²)
I	NO	03	1.27
II	NE	04	1.31
III	SE	07	3.14
IV	SO	13	5.11
TOTAL		27	10.83

*Cuadro 18. Distribución de los paleoglaciares en sus cuatro orientaciones (PEH).
Fuente. Elaboración propia.*

En síntesis, en la vertiente norte se identificaron 07 paleoglaciares que representaban 2.58 km² de superficie glaciar. En la vertiente sur se identificaron 20 glaciares que representaban 8.25 km². El área total de la cubierta nival durante la PEH en el área de estudio fue de 10.83 km², dichos resultados son detallados en el *Cuadro 19*.

VERTIENTE	NRO. DE PALEOGLACIAR	ÁREA (km ²)
NORTE (N)	07	2.58
SUR (S)	20	8.25
TOTAL	27	10.83

*Cuadro 19. Síntesis de la distribución de los glaciares en sus dos vertientes (PEH).
Fuente. Elaboración propia.*

Los datos anteriormente mostrados son representados espacialmente en la *Figura 45*, los mismos que evidencian la distribución del sistema paleoglaciar, que están clasificados según su orientación, para un mejor análisis del área de estudio.

Por otro lado, gracias a las técnicas cartográficas, se puede hacer una breve comparación en relación con la pérdida de glaciares y el área que abarca desde la PEH, hasta la actualidad (2016).

DISTRIBUCION DEL SISTEMA PALEOGLACIAR NEVADO TUNSHU **VERTIENTE NORTE Y SUR BASE: RASTER 2016**

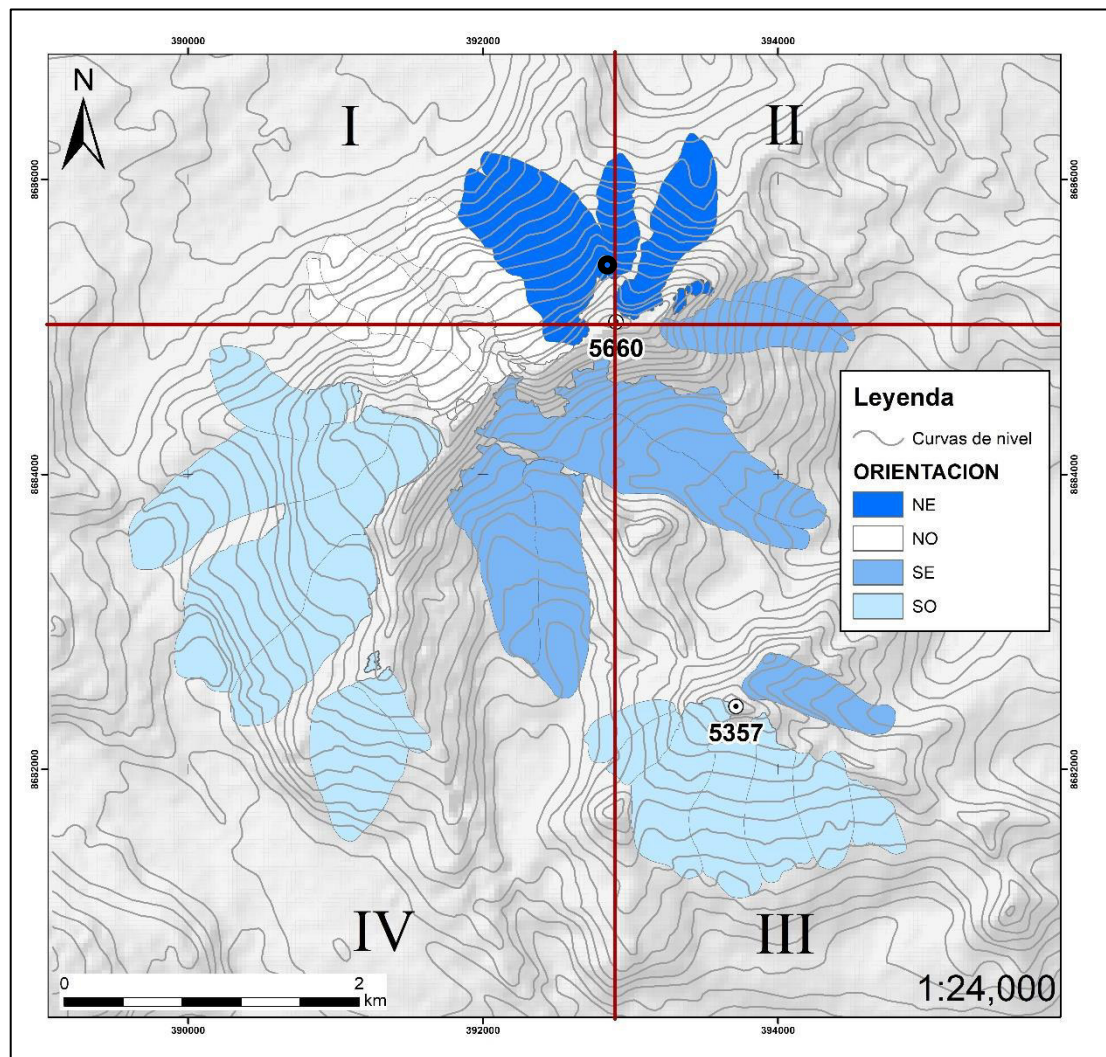


Figura 45. Distribución del sistema paleoglaciario según su orientación.

Fuente. Elaboración propia, DEM generado con curvas de nivel.

Al comparar la Figura 43 y Figura 4.5, se identifica claramente una pérdida desde la PEH de 08 glaciares. Con respecto a la reducción de la superficie se obtuvo una pérdida de 7.11 km² como valor de la diferencia de cuanto se ha perdido de masa glaciar durante los dos periodos estudiados, detallados en el Cuadro 20 y en el Grafico 4.

RESUMEN	PEH	2016	PÉRDIDA
NRO. GLACIARES	27	19	08
ÁREA TOTAL (km ²)	10.83	3.72	- 7.11

Cuadro 20. Resultados obtenidos del área de estudio de la PEH y 2016.

Fuente. Elaboración propia

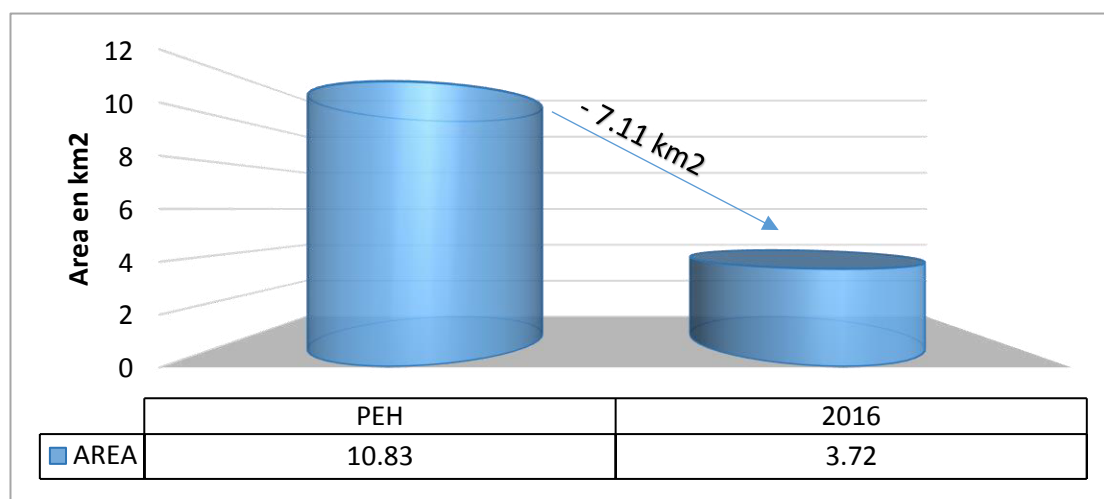


Gráfico 4. Variación de la superficie glaciar, nótese la comparación entre la pérdida desde la PEH hasta el año 2016 representada en -7.11 km²
Fuente. Elaboración propia.

De igual manera, el Gráfico 5 evidencia la comparación del número de glaciares que ha albergado el sistema glaciar estudiado, así como también sus respectivas superficies en km². Relacionando la orientación de la vertiente a la que están expuestos sea norte o sur, para los dos periodos estudiados. Con ello dar a conocer de qué manera se han dado las variaciones espaciales en el ámbito del área de estudio.

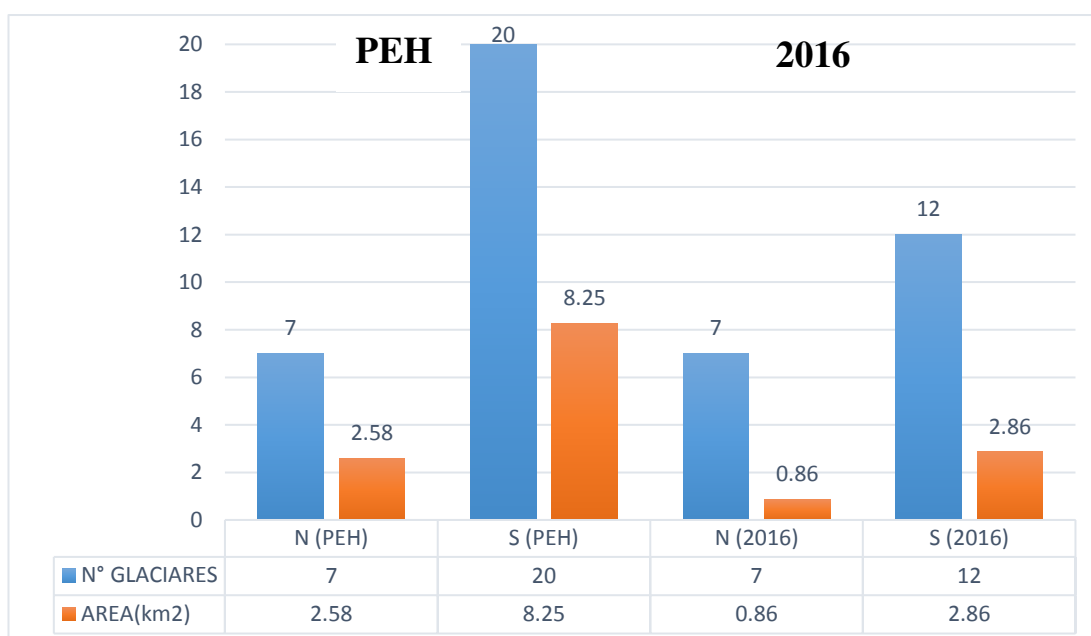


Gráfico 5. Representación de la vertiente norte y sur, la variación entre el área (km²) de la superficie glaciar en comparación en el número de glaciares, periodo 2016 y la PEH.
Fuente. Elaboración propia.

4.1.2. Cálculo de la ELA aplicando el método AABR

En el presente desglose se hizo énfasis en el procesamiento de los datos obtenidos, mediante cálculos matemáticos que fueron empleados con el método AABR. Para finalmente hallar el modelo de la variación espacio-temporal de la ELA y, conocer la dinámica de los glaciares que son el objeto de estudio.

4.1.2.1. Cálculo de ELA de los glaciares actuales aplicando el método AABR

El Cuadro 21 y el Cuadro 22 muestran una síntesis de los resultados de las estimaciones de la *Equilibrium Line Altitude* (ELA) del sistema glaciar actual. Para la vertiente norte y sur del nevado Tunshu aplicando el método AABR asociado a los valores de *Balance Ratio*. Se señala que, los promedios que se han resaltado en color amarillo (5364 m) fueron seleccionados como ELAs estadísticamente representativas para todo un conjunto de la población de estudio (vertiente norte o vertiente sur), debido a que se encuentran vinculados con las desviaciones típicas más reducidas, y en consecuencia vendrían a ser los resultados más probables los cuales se muestran a continuación.

ELAS AABR VERTIENTE NORTE

ELA vertiente norte..... 5364 m (BR = 1.0)

ELAS, BALANCE RATIO Y DESVIACIÓN TÍPICA NEVADO TUNSHU VERTIENTE NORTE 2016

Nro.	CÓDIGO	BR=1.0	BR=1.5	BR=2.0	BR=2.5	BR=3.0
1	TUNSHU-N-1	5388	5369	5356	5346	5338
2	TUNSHU-N-2	5456	5442	5432	5424	5418
3	TUNSHU-N-3	5285	5260	5243	5230	5219
4	TUNSHU-N-4	5351	5344	5339	5334	5330
5	TUNSHU-N-5	5401	5379	5364	5353	5344
6	TUNSHU-N-6	5355	5340	5329	5320	5313
7	TUNSHU-N-7	5311	5300	5292	5286	5280
Promedio		5364	5348	5336	5328	5320
Desviación típica		53.06	53.94	54.83	55.59	56.64

Cuadro 21. Resultado de la ELA vertiente norte, se muestra en color amarillo, la desviación estándar menor y en consecuencia la ELA más probable

Fuente. Elaboración propia, hojas de cálculo de Osmaston (2005).

ELAS AABR VERTIENTE SUR

ELA vertiente sur..... 5101 m (BR = 3.0)

ELAS, BALANCE RATIO Y DESVIACIÓN TÍPICA NEVADO TUNSHU VERTIENTE SUR 2016

Nro.	CÓDIGO	BR=1.0	BR=1.5	BR=2.0	BR=2.5	BR=3.0
1	TUNSHU-S-1	5130	5121	5116	5111	5108
2	TUNSHU-S-2	5155	5133	5118	5107	5098
3	TUNSHU-S-3	5195	5181	5172	5164	5159
4	TUNSHU-S-4	5054	5045	5039	5034	5031
5	TUNSHU-S-5	5112	5099	5089	5081	5075
6	TUNSHU-S-6	5176	5168	5162	5158	5156
7	TUNSHU-S-7	5042	5034	5028	5024	5020
8	TUNSHU-S-8	5112	5103	5096	5090	5086
9	TUNSHU-S-9	5245	5226	5213	5202	5193
10	TUNSHU-S-10	5165	5143	5128	5117	5108
11	TUNSHU-S-11	5144	5129	5119	5112	5107
12	TUNSHU-S-12	5136	5112	5096	5083	5074
Promedio		5139	5125	5115	5107	5101
Desviación típica		53.9	51.3	50.0	48.97	48.38

Cuadro 22. Resultado de la ELA vertiente sur, se muestra en color amarillo, la desviación estándar menor y en consecuencia la ELA más probable.

Fuente. Elaboración propia, hojas de cálculo de Osmaston (2005).

En resumen, el *Cuadro 23* muestra la estimación global promedio de la ELA entre la vertiente norte y sur, para los glaciares actuales del nevado Tunshu. Siendo dicho valor 5233 m.s.n.m promediándose de igual manera para el Balance Ratio que alcanzó el valor de 2.0.

ORIENTACIÓN	ELAs	BR
ELA VERTIENTE NORTE	5364 m	1.0
ELA VERTIENTE SUR	5101 m	3.0
GLOBAL	5233 m	2.0

Cuadro 23. Resultado de la ELA global vertiente norte y sur del nevado Tunshu.

Fuente. Elaboración propia, hojas de cálculo de Osmaston (2005).

4.1.2.2. Cálculo de ELA de los glaciares PEH aplicando el método AABR

Se muestran los resultados de las estimaciones de la *Equilibrium Line Altitude* (ELA) del sistema paleoglaciario, para la vertiente norte (*Cuadro 24*) y para la vertiente sur (*Cuadro 25*) del nevado Tunshu aplicando el método AABR.

Se señala además que los promedios que se han resaltado en color amarillo (5086 m) y (4963 m), fueron seleccionados como ELAs estadísticamente representativas para todo un conjunto de la población de estudio (vertiente norte y sur), debido a que se encuentran vinculados con las desviaciones típicas más reducidas, y en consecuencia vendrían a ser los resultados más probables los cuales se muestran a continuación.

PALEOELAS AABR VERTIENTE NORTE
PALEOELA vertiente norte..... 5086 m (BR = 2.5)
PALEOELAS, BALANCE RATIO Y DESVIACIÓN TÍPICA NEVADO
TUNSHU VERTIENTE NORTE PEH

N°	CÓDIGO	BR=1.0	BR=1.5	BR=2.0	BR=2.5	BR=3.0
1	PALEOTUNSHU-N-1	5096	5075	5061	5051	5041
2	PALEOTUNSHU-N-2	5196	5162	5139	5121	5107
3	PALEOTUNSHU-N-3	5097	5064	5042	5025	5012
4	PALEOTUNSHU-N-4	5168	5129	5103	5082	5066
5	PALEOTUNSHU-N-5	5154	5117	5092	5073	5058
6	PALEOTUNSHU-N-6	5132	5104	5084	5068	5055
7	PALEOTUNSHU-N-7	5183	5160	5144	5131	5120
8	PALEOTUNSHU-N-8	5197	5166	5145	5128	5116
9	PALEOTUNSHU-N-9	5131	5115	5104	5095	5087
Promedio		5150	5121	5102	5086	5074
Desviación típica		36.76	34.95	34.46	34.24	34.56

Cuadro 24. Resultado de la paleoELAs vertiente norte, se muestra en color amarillo la desviación estándar menor y en consecuencia la paleoELAS más probable.

Fuente. Elaboración propia, hojas de cálculo de Osmaston (2005)

PALEOELAS AABR VERTIENTE SUR
PALEOELA vertiente sur..... 4963 m (BR = 3.0)
PALEOELAS, BALANCE RATIO Y DESVIACIÓN TÍPICA NEVADO
TUNSHU VERTIENTE SUR PEH

N°	CÓDIGO	BR=1.0	BR=1.5	BR=2.0	BR=2.5	BR=3.0
1	PALEOTUNSHU-S-1	5118	5108	5102	5097	5092
2	PALEOTUNSHU-S-2	4961	4944	4931	4920	4912
3	PALEOTUNSHU-S-3	5017	4993	4976	4963	4953
4	PALEOTUNSHU-S-4	5047	5011	4986	4968	4954
5	PALEOTUNSHU-S-5	5047	5016	4995	4979	4967
6	PALEOTUNSHU-S-6	4966	4947	4932	4921	4912
7	PALEOTUNSHU-S-7	5133	5098	5073	5055	5039
8	PALEOTUNSHU-S-8	5041	5016	4999	4985	4974
9	PALEOTUNSHU-S-9	5075	5052	5036	5024	5015
10	PALEOTUNSHU-S-10	4946	4929	4918	4910	4903
11	PALEOTUNSHU-S-11	5040	5022	5010	5001	4993
12	PALEOTUNSHU-S-12	4918	4909	4904	4900	4896
13	PALEOTUNSHU-S-13	4981	4968	4959	4952	4947
14	PALEOTUNSHU-S-14	4996	4979	4967	4959	4952
15	PALEOTUNSHU-S-15	4979	4960	4947	4936	4928
16	PALEOTUNSHU-S-16	5030	5012	5001	4991	4983
17	PALEOTUNSHU-S-17	5027	5016	5009	5004	5000
18	PALEOTUNSHU-S-18	4952	4938	4928	4921	4916
Promedio		5015	4995	4982	4971	4963
Desviación típica		56.8	53.4	51.7	50.86	50.12

Cuadro 25. Resultado de la paleoELAs vertiente sur, en color amarillo la desviación estándar menor y en consecuencia la paleoELAs más probable.

Fuente. Elaboración propia, hojas de cálculo de Osmaston (2005).

En resumen, el *Cuadro 26* muestra la estimación global promedio de la ELA para ambas vertientes, durante la PEH, siendo dicho valor 5025 m. Es decir 208 metros más elevada que la ELA hallada para el 2016.

ORIENTACIÓN	ELAs	BR
PALEOELA VERTIENTE NORTE	5086 m	2.5
PALEOELA VERTIENTE SUR	4963 m	3.0
Global	5025 m	2.75

*Cuadro 26. Resultado de la ELA global de la vertiente norte y sur durante la PEH.
Fuente. Elaboración propia*

4.1.3. Modelo espacial para ELAS

Entiéndase por ELA (*Altitud de la Línea de Equilibrio*) a aquella línea imaginaria que divide dos elementos principales de un sistema glaciar: la zona de ablación (pérdida) y la zona de acumulación (ganancia), siendo su valor nulo. En ese sentido, es valioso determinar a cuanto equivale su valor en el periodo en que se realizan los estudios, debido a que la ELA se encuentra estrechamente vinculada a las condiciones climáticas como, por ejemplo: la temperatura, humedad y precipitación.

El modelo aplicado facilita a determinar cuál es la tendencia que se viene generando, es decir, si aquella línea que los investigadores planteaban como límite de líneas perpetuas viene sufriendo cambios; en el caso de que tienda a descender podría explicarse que está influenciado bajo las condiciones frías en el medio en el que se desarrollan los glaciares, caso contrario podría estar relacionado con más episodios de calentamiento que se dan a nivel global y local.

En resumen, la ELA calculada durante la PEH fue de 5025 m.s.n.m (*Anexo N° 6*), mientras que para el 2016 se calculó un valor de 5233 m.s.n.m (*Anexo N° 5*). Generando una variación altitudinal de 208 metros en aproximadamente 128 años (*Gráfico 6*), con una tendencia a elevarse. La misma que está condicionada por factores físico-climáticos de orden regional, pero con repercusiones locales.

En la *Figura 46* se representa en vista 3D, de la vertiente sur del área de estudio donde se muestra la variación altitudinal de la ELA. Para la PEH alcanzó una altura de 5025 m.s.n.m (línea celeste), mientras que esta ELA se elevó en el 2016 hasta alcanzar 5233 m.s.n.m (línea azul). Note que no supera la cumbre del glaciar, asegurando una zona de acumulación, la cual seguirá aportando al sistema hidrológico que abastece a la

cuenca del río Mantaro. La vista completa de todo el sistema glaciar se puede observar en el (Anexo N°7), sobrepuesto sobre la base de la cartografía realizada.

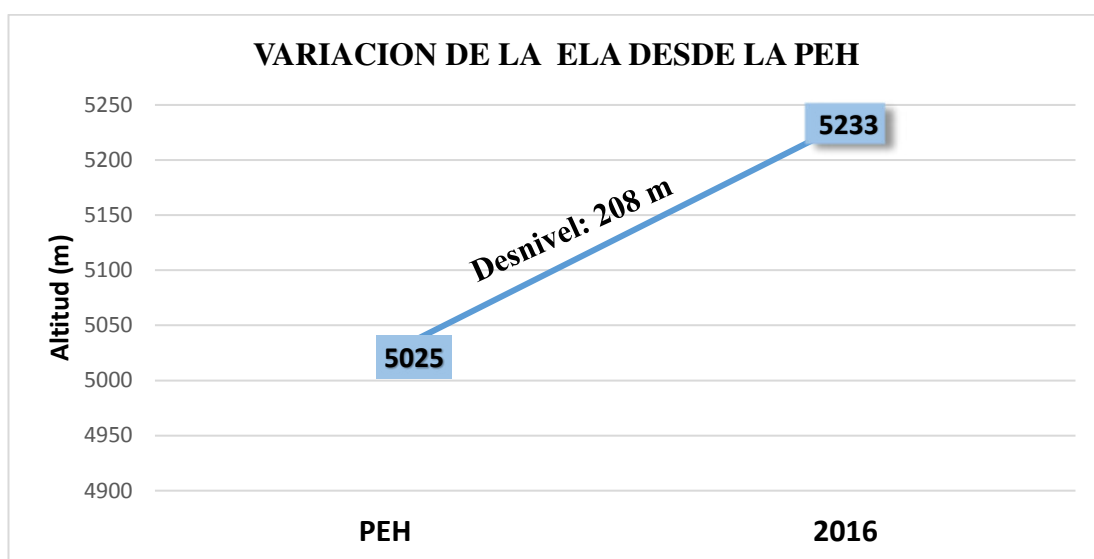


Gráfico 6. Representación de la variación de altitudinal de cotas, desde su máxima expansión en la PEH hasta el año 2016.
Fuente. Elaboración propia.

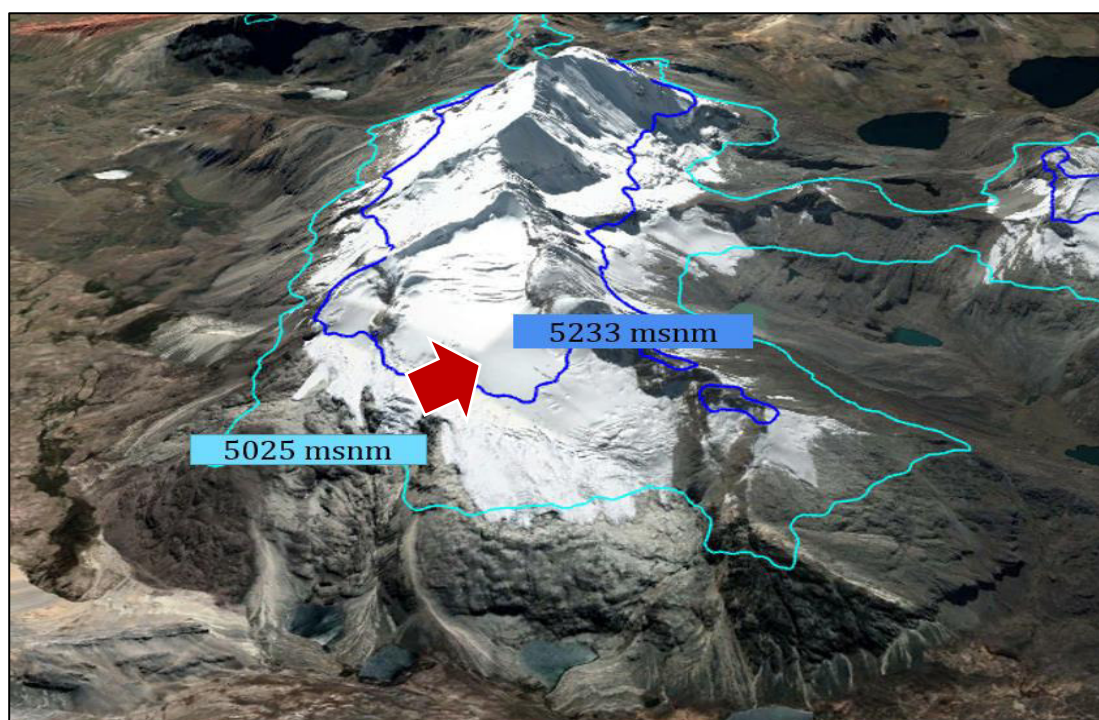


Figura 46. Representación espacial en 3D de la vertiente sur del área de estudio, se muestra la variación altitudinal de la ELA, en la PEH 5025 m.s.n.m (línea celeste) y la ELA del 2016 se elevó a 5233 m.s.n.m (línea azul).
Fuente. Elaboración propia, en base a imagen de Google Earth (2016).

4.1.4. Estimación de la variación de la temperatura desde la PEH al 2016

La variación de la temperatura se determinó calculando el producto del Gradiente Térmico Vertical (GTV) por la variación altitudinal entre la ELA y la paleoELA respectivamente. La siguiente ecuación desarrollada por (Úbeda J., 2011).

$$\Delta T = GTV \cdot \Delta ELA$$

Donde:

ΔT : paleotemperatura durante la culminación del avance glaciar (PEH) °C.

GTV: gradiente térmico vertical (°C/m).

ΔELA : desnivel de la paleoELA con respecto a la ELA actual (m).

Se trabajó con el Gradiente Térmico Vertical de la Tierra (GTV) que tiene el valor de 6,5 °C / km.

El *Cuadro 27*, resume los resultados generales obtenidos luego de ser procesados en un SIG y de ser programados en las hojas de Osmaston para ELAS y paleoELAS. Siendo el desnivel de la ELA global 208 m, bajo esta condición se identificó un enfriamiento del clima de 1.35°C con respecto al presente.

ORIENTACIÓN	ELAs	σ	BR	paleoELAs	σ	BR	ΔELA (m)	GTV (°C/m)	ΔT (°)
NORTE	5364	53.06	1	5086	34.24	2.5	278	0.0065	1.81
SUR	5101	48.38	3	4963	50.12	3	138	0.0065	0.90
GLOBAL	5233	50.72	2	5025	42.18	2.75	208	0.0065	1.35

Cuadro 27. Resumen de ELAs y paleoELAs del área de estudio.

Fuente. Elaboración propia

4.2. Discusión

A partir de los hallazgos encontrados, aceptamos la hipótesis general que establece las relaciones entre la variación espacio-temporal de la evolución de los glaciares y, el clima para los dos periodos analizados en la presente investigación. Centraremos la discusión en, aquellos aspectos relevantes al análisis de la superficie de pérdida glaciar, la variación espacio temporal de la ELA AABR desde la PEH hasta la actualidad. Comparando los resultados obtenidos en el presente trabajo con los de otras áreas de estudio donde se aplicó la misma y similares metodologías, con la finalidad de

contrastar resultados y brindar nuevos aportes al estudio de los glaciares tropicales de los Andes Centrales, al tiempo que suponga una futura línea de investigaciones relacionadas al estudio de la criosfera.

4.2.1. Contexto climático y cartografía geomorfológica

En las regiones más húmedas de los Andes Centrales los glaciares son más sensibles a los cambios de temperatura que en las regiones más áridas, donde dependen en mayor medida de las variaciones de la precipitación. Por esa causa en las regiones húmedas la expansión glaciaria comenzó sincrónicamente con las altas latitudes. Reflejando el avance sobre la cordillera del enfriamiento global, y en las regiones más áridas se retrasó hasta que se generalizaron las condiciones excepcionalmente húmedas que permitieron su desarrollo (Úbeda J., 2011). Sin embargo, recientes investigaciones corroboran cambios hacia condiciones más húmedas entre el Ecuador y el norte de Perú, así como una disminución de la humedad en el sur peruano (Haylock M., Peterson T., Alves L.; CONDESAN, 2012). También se han detectado cambios en la humedad atmosférica durante los últimos 45 años, con un aumento de hasta el 2,5% por década. Estos incrementos de humedad son más marcados en el Ecuador y el sur de Colombia, comparados con el sur de Perú, el oeste de Bolivia (CONDESAN, 2012) la corriente marina de Humboldt en la distribución de las precipitaciones, la cual prácticamente en su totalidad proceden de la cuenca del Amazonas (Úbeda J., 2011). Conforme se desplazan sobre el continente estas masas de aire pierden humedad, haciendo que la aridez se incremente hacia el sur y hacia el oeste de la cordillera (Cryoperu.files.wordpress.com, s.f.).

Se identificó y explicó de igual manera la distribución bioclimática predominante en el área de estudio, haciendo énfasis en 04 de las 06 planteadas por Úbeda (2011) por ser las más representativas. En el ámbito del área de estudio del nevado Tunshu se ha diferenciado el piso glaciario sin vegetación, peri glaciario sin vegetación, supra forestal y templado forestal; deducido de la presencia o inexistencia de vegetación, las mismas que demuestran que el clima durante el Holoceno ha adquirido la tendencia a ser más cálido y con menor presencia de humedad. Siendo el factor climático el que controla la distribución de la vegetación en los Andes centrales.

En relación con la distribución de la flora alto andinas de los Andes, se ha evidenciado que estas se encuentran estructuradas por la elevación. En ese sentido, si se sube a mayor elevación en las montañas la cobertura vegetal por lo general se reduce hasta quedar pocos individuos cerca de los glaciares y rocas, tales como los líquenes.

Este hecho concuerda con estudios realizados sobre el incremento de la temperatura, el calentamiento global y su correspondiente cambio climático. Y sus efectos en la biodiversidad en diferentes escalas y de diversas formas (Solomina, 2007), Araújo y Rahbek, 2006; Broennimann *et al.*, 2006; Buytaert *et al.*, 2011; (IPCC, 2007); Pearson, 2006; Sala *et al.*, 2000; Thuiller *et al.*, 2005 (CONDESAN, 2012). Entre los que tenemos: alteraciones en la fisiología de las especies y su capacidad de tolerar eventos extremos como las heladas, cambios en los patrones de distribución y riqueza de especies, incrementos en las tasas de extinción locales de algunas especies o comunidades de especies.

En relación con el contexto geológico y geomorfológico del área de estudio, la cordillera andina al alcanzar la altitud suficiente para albergar masas glaciares durante el Plioceno (Hastenrath, 1967, 1967); se expandió y cubrió de glaciares con grandes extensiones que actualmente se ve reflejado en la geomorfología de estos relieves. Los mismos que se encuentran en una etapa marcada por persistentes tendencias a la reducción de las masas que albergan. Es así como, a partir de los resultados de distribución y superficies de las masas glaciares del nevado Tunshu se obtuvo para el 2016 (3.72 km²) y en la PEH (10.83 km²). De ello, se puede deducir una tendencia a la pérdida de 7.11 km² en 126 años aproximadamente.

Para lo cual se identificaron afloramientos de rocas cuyas edades están comprendidas desde el Precámbrico al Cuaternario Reciente. En general el relieve presentado, está caracterizado por presentar un marcado contraste morfológico; pues, a las altas cordilleras que constituyen límites de vertientes y montañas con glaciares, sigue un altiplano con extensas mesetas, de superficie llana, suavemente ondulada; para continuar en una topografía sumamente abrupta, de fuertes pendientes conforme se eleva la altitud. Respecto a las unidades geomorfológicas identificadas, se evidencia que los cordones morrénicos conservan morrenas (Ames & Francou, 1995) en el área de estudio, que han podido ser identificadas en las observaciones en campo y en las

imágenes de satélite. Las mismas que se encuentran distribuidas desde que fueron depositadas por el glaciar durante su desplazamiento lento y casi imperceptible vertiente abajo. Evidenciando avances y retrocesos de las masas glaciares que definieron los límites para la PEH.

En relación con la clasificación según la orientación de la montaña para los cálculos se vio por conveniente sectorizar en norte y sur, y no en sus cuatro orientaciones; esta acción ayudó a obtener resultados más precisos. Sin embargo, para el análisis pertinente ha sido representado espacialmente en sus cuatro orientaciones (N, S, E y O), esta clasificación también es determinante para analizar las condiciones favorables para el desarrollo glaciar. En ese sentido, Soruco (2009) menciona que los Andes Tropicales son altamente dependientes de las características geométricas tales como la exposición. Es así como, pese a la orientación desfavorable a la que está expuesto el nevado Tunshu, se encuentran glaciares en todos sus flancos. Evidenciando circos glaciares protegidos, orientados hacia el sureste y al suroeste, se deduce entonces que estos tuvieron menos retroceso en comparación con aquellos orientados en el sector noreste en el nevado Tunshu, debido a que concentran mayor superficie y número de glaciares. A comparación del sector noreste que alberga circos muy abiertos que se desarrollaron en condiciones menos protegidas, por lo que no ha podido mantener su zona de acumulación.

Tal como evidencia el *Cuadro 17* y la *Figura 43* representa 2.86 km² y alberga 12 glaciares para el 2016. De igual manera el *Cuadro 19* y la *Figura 45* representa 8.25 km² distribuidos en 20 glaciares durante la PEH. Se deduce, que estos resultados se deben a que las laderas que cuentan con esta orientación (sur) reciben más sombra durante el día en época de lluvias, donde el balance neto de energía es menor en dicha estación, lo que favorece la precipitación en forma de nieve y reduce los procesos de ablación. (Racoviteanu et al., 2008).

Además, los glaciares mayores a 1 km² muestran una distribución de sus áreas en laderas donde la intensidad de radiación solar es menor. Caso contrario ocurre en el sector norte, evidenciando que es más favorable a la radiación solar, así como también a la ablación o pérdida de masa glaciar, por ende, una depresión de la ELA hacia el sur. Debemos resaltar que esta comparación fue realizada con fines educativos, debido

a que la metodología aplicada por Osmaston (2005) nos permite aplicarla independientemente de su orientación, inclusive puede ser aplicada en montañas que ya no albergan glaciares.

En relación con los procesos fluviales o peri glaciares en el área de estudio son escasos y débiles, a diferencia de las consecuencias generadas por el retroceso de los glaciares en otras latitudes, como el caso de la Cordillera Blanca (*Ames & Francou, 1995*). Siendo la principal causa de estos eventos la localización y, por ende los fuertes desniveles topográficos a los que están expuestos los glaciares, estos eventos suelen ser muy dinámicos, violentos y en su deshielo da origen a nuevas lagunas, las mismas que han ido aumentando en número y en extensión dentro del área de estudio.

A partir de las cuales, se ha generado una larga lista de eventos catastróficos de origen glaciar (*Ames & Francou, 1995*). Consecuencia del cambio climático global, el cual tiene una gran influencia sobre los glaciares y como se observa en todas las regiones del mundo (*IPCC, 2007; Francou & Vincent, 2007*). Consecuencia de este fenómeno, en el área de estudio se ha podido identificar el origen de una nueva laguna en el proceso de cartografiado, la misma que claramente ha sido formada por el retroceso reciente del glaciar (*Figura 47*).

Para lo cual el grupo de expertos del Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (*IPCC, 2013*) plantean en sus proyecciones que, para el final del siglo XXI el volumen global de los glaciares, excluidos los glaciares de la periferia de la Antártida, habrá disminuido entre el 15% y el 55% y con ello la pérdida de toda la biodiversidad que albergan (*IPCC, 2013*).

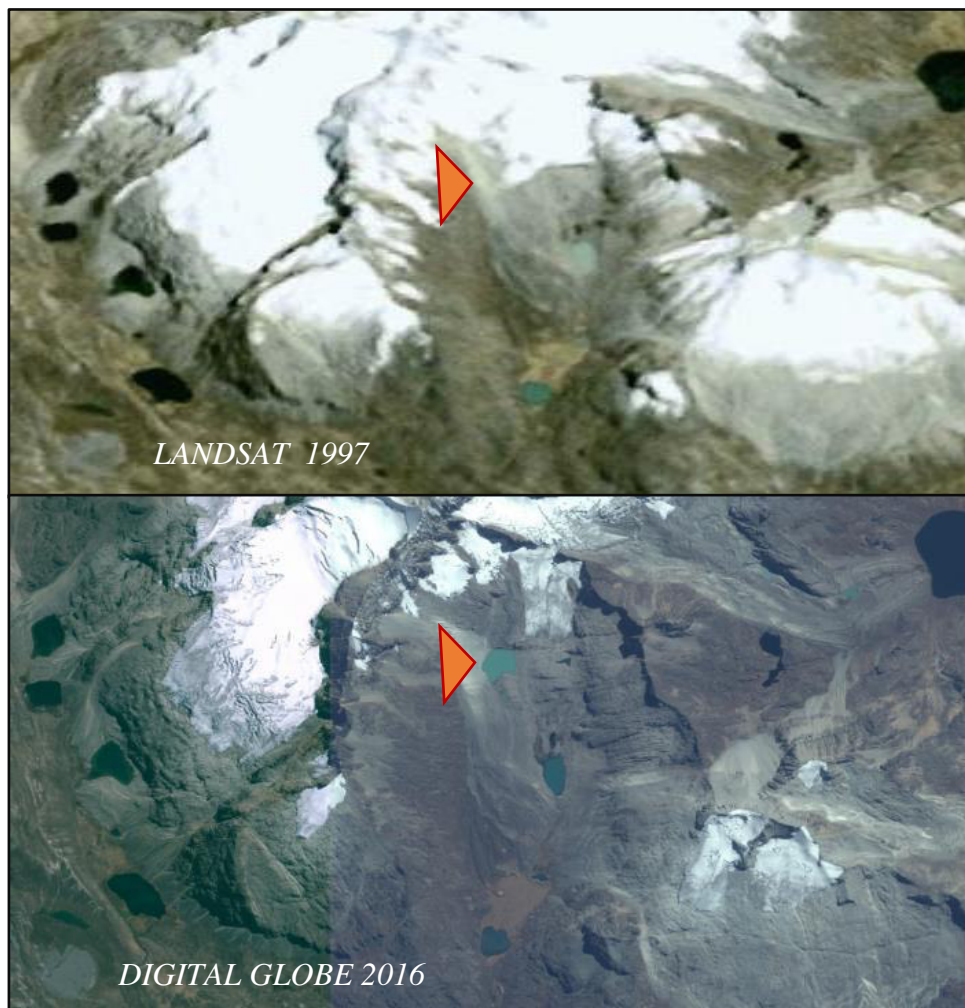


Figura 47. Comparación de la vertiente sur área de estudio. La flecha roja indica la localización de la formación de una nueva laguna, que tiene su origen en el retroceso de los glaciares de esta quebrada.

Fuente. Imagen U.S Geological Survey y Google Earth respectivamente.

4.2.2. Variación regional de la ELA de los glaciares

El método *Área x Altitude Balance Ratio* (AABR) proporciona datos que son seleccionados como referenciales debido a que recientemente ha sido aplicado en los Andes Centrales (Osmaston, 2005). Siendo este método considerado como el que mejores garantías ofrece (Benn et al., 2005) a pesar de ello requiere un esfuerzo considerablemente mayor para seguir validando y tratando de homogenizar la información generada.

En ese sentido, el presente trabajo de investigación se utilizó la misma metodología y sus respectivos procedimientos para calcular la ELA y paleoELA, de los glaciares y paleoglaciares del nevado Tunshu respectivamente. Se detallan y contrastan los resultados como evidencia geomorfológica a nivel regional. De donde estas ELAs de los glaciares experimentaron un desnivel negativo. Tal como se evidencia en las

investigaciones analizadas en el (*Cuadro 28*), que muestra la variación de la ELA y la paleoELA.

Es así como, para Iparraguirre (2017) en la investigación realizada para la cuenca Llanganuco (9°S) se evidencia que alcanzó una ELA de 5148 m, mientras que para el nevado Hualcán, Giráldez (2011) calculó este parámetro en 5124 m, así como también más al sur en la cordillera de Huayhuash (10°S) se calculó una ELA de 5161 m para el nevado Yerupaja (Inocente, 2016). Un caso similar ocurre con la ELA calculada para el nevado Tunshu (5233 m), donde puede considerarse un valor cercano al hallado por Vásquez (2014) para el Macizo Sullcon (5246 m) ambos pertenecientes a los Andes Centrales Occidentales (11°S).

En relación con los desniveles generados por el desplazamiento de las ELA, se evidencia una mayor correlación entre, los presentados en este trabajo con la investigación realizada por Inocente (2016) e Iparraguirre (2017); donde la clasificación de datos ha sido ajustada al igual que la presente investigación durante la aplicación de la metodología.

Desde el punto de vista climático, se observa que la ELA tiende a elevarse en los casos mencionados anteriormente. En consecuencia, la aridez en la cordillera de los Andes Centrales tiende a incrementarse conforme nos desplazamos hacia el sur y al oeste. Dicha tendencia puede observarse en los diagramas bioclimáticos de las estaciones regularmente distribuidas por el territorio, tanto en la precipitación total anual como en la duración de la estación seca (Concha, 2016). Los datos mostrados por Úbeda (2011) para el nevado Coropuna corroboran estas teorías, debido a que evidencia una ELA de 5964 m siendo el valor más elevado de todos los anteriormente señalados, presenta desniveles mayores con respecto a las regiones septentrionales que con relación a las regiones más meridionales.

Las variaciones descritas anteriormente, también pueden explicarse con las condiciones paleoclimáticas descritas por Clapperton (1993), o podrían reflejar que la humedad regional tal vez fuera más homogénea durante la PEH. Además de un ligero desplazamiento de la ZCIT hacia el sur que trajo consigo un incremento en las

precipitaciones sólidas; reflejado en el dominio de las masas glaciares que corresponde a la ELA hallada para la PEH.

Autor/a		K. Bravo	F. Inocente	J. Iparraguirre	C. Giráldez	J. Úbeda	P. Vásquez	
Zona		TUNSHU	YERUPAJA SO	CUENCA LLANGANUCO	HUALCAN	COROPUNA NW	MACIZO SULLCON	
Cordillera		Central	Huayhuash	Blanca	Blanca	Ampato	Central	
Latitud		11"S	10° S	09°S	09°S	16°S	11"S	
GTV(°C/m)		0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0084	0.0065	
Año de imágenes satelitales		2016	2016	2017	2011	2007	2010	
Presente	ELA(m)	5233	5161	5148	5124	5964	5246	
Pequeña Edad del Hielo	ELA(m)	5025	4955	4937	4994	5855	5106	
Desnivel ELA actual y ELA pasada	ELA(m)	208	206	211	130	109	140	
Variación del Clima		T°	1.352	1.339	1.3715	0.845	0.71	0.91
Diferencia entre el calentamiento Global y el enfriamiento deducido de ^ELA	Promedios anuales 1880 - 2012	T(°C) = 0.85	0.502	0.489	0.5215	-0.005	0.03	0.06
	Promedio series 1890-1900 y 2003-2012	T(°C) = 0.78	0.572	0.559	0.5915	0.065	0.04	0.13

*Cuadro 28. Datos de áreas de investigación de otros autores aplicando el método AABR, nótese la comparación entre ELAS y paleoELAS en diferentes cordilleras del Perú.
Fuente. Elaboración propia, adaptada de Úbeda 2014.*

Cabe resaltar que la ELA se incrementará o descenderá en función de las condiciones climáticas de nivel global con repercusiones regionales. En ese sentido, debemos recordar que los glaciares no son islas aisladas contrariamente a ello, responden a patrones de la variación de temperaturas y precipitaciones.

Para lo cual debemos resaltar que, las precipitaciones sólidas son las que aseguran el mantenimiento de la zona de acumulación de los glaciares; o, dicho de otra manera, aseguran el balance de masa positivo indicando con esto la salud de un glaciar. En ese sentido, un aumento de las temperaturas también afectaría la precipitación de tal forma

que, en lugar de caer en estado sólido, caería en forma de lluvia lo cual disminuiría la acumulación, favoreciendo la ablación en el glaciar (Huss, 2012).

Por último, debemos mencionar el desfase temporal de la información recopilada por otros autores, con la generada en la presente investigación. Por lo cual no podríamos hablar de una homogeneización absoluta de los resultados; pero sí es posible tener una idea más o menos clara de las pérdidas glaciares. Apoyadas en la aplicación de una metodología alternativa mediante el análisis geomorfológico, asociadas a la elevación de la ELA. y esta a su vez apoyada por la morfología del área de investigación.

4.2.3. Reconstrucciones paleoclimáticas para la expansión glaciar

Las estimaciones de la variación de la temperatura desde la PEH han sido deducidas teniendo como base el desnivel generado entre la ELA y la paleoELA, ya que las tendencias del clima necesariamente tienen que reflejarse en una variación espacial en la dinámica de los glaciares (Úbeda, 2011).

En ese sentido, en lo que respecta a los resultados obtenidos en el *Cuadro 28*, se muestra claramente un incremento de la temperatura desde la PEH. Dicha variación en el nevado Tunshu se calcula en 1.35°C cuando el GTV medio de la Tierra es 0.0065°C/m . El resultado mencionado anteriormente varía ligeramente sí, lo comparamos con los resultados hallados en el nevado Yerupaja (1.33°C) y la cuenca Llanganuco (1.37°C). Resultado claramente superior al compararlo con los resultados obtenidos para el nevado Hualcán (0.84°C), y de igual manera para los datos del nevado Coropuna (0.82°C). Para lo cual, cabe la posibilidad de que la mencionada variación para estos dos últimos casos se encuentre relacionados con el valor usado para el gradiente térmico vertical de la Tierra (0.0085°C/m), el mismo que ha sido inferido de registros de sensores instalados sobre la superficie con lo cual se han obtenido cálculos más confiables.

Sin embargo, también se le puede dar otra explicación relacionada a, la ubicación geográfica de cada sistema glaciar, que a la vez se encuentra influenciado por factores regionales, tal como fue explicado en el capítulo Marco Teórico. Para lo cual, se debe tener especial cuidado en la investigación realizada por Úbeda, debido a que el origen del complejo volcánico Coropuna se encuentra vinculado estrechamente con el

contexto tectónico que se deduce de la colisión de la placa de Nazca con la placa de Suramérica. En ese sentido, el Nevado Coropuna es el centro activo más septentrional de la Zona Volcánica Central de los Andes Centrales (Úbeda, 2011).

Para validar estos resultados, el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (2013) en su 5° y último informe del Grupo 1, describe los pronósticos para la evolución de la temperatura y, otras variables a nivel global de la superficie durante el siglo XXI. Menciona además que, las predicciones en relación con observaciones del sistema climático se obtuvieron mediante mediciones directas de dos periodos, que diferencian entre el calentamiento global y el enfriamiento deducido de la ELA.

Para el periodo 1880-2012, se calcula un incremento de la temperatura promedio anual de 0,85°C, con un rango de resultados entre 0,65 y 1,06°C, lo que equivale a un valor muy inferior al hallado en el presente capítulo (1.35 °C). Debemos resaltar que se ha realizado la investigación a una escala más local, la cual puede no coincidir necesariamente con las variaciones de escala global y regional planteadas por el IPCC en el mencionado informe.

Adicionalmente el IPCC menciona que, existe la probabilidad de que el cambio en la temperatura media global en la superficie para el período 2016-2035, en relación con el período 1986-2005, esté en el rango de 0,3°C a 0,7°C (IPCC, 2013). Generando con ello nuevas líneas de investigación y ajustes a la información que se puedan generar, basado en evidencia geomorfológica y climática, y en el supuesto de que no se producirán erupciones volcánicas importantes, ni alteraciones persistentes en la irradiación solar total, tal como lo mencionamos en el marco teórico. En relación con la variabilidad interna nativa, se prevé que los aumentos a corto plazo en las temperaturas medias estacionales y anuales, serán mayores en los trópicos y subtrópicos que en las latitudes medias (IPCC, 2013). Dichos cambios en la temperatura son suficientes para causar alteraciones significativas en los procesos ecosistémicos, en los rangos de distribución de especies nativas, en la composición de las comunidades y en la disponibilidad de agua (CONDESAN, 2012)(Buytaert et al., 2011)

4.2.4. Posibles cronologías para la PEH

En lo que respecta a las posibles cronologías o dataciones durante la PEH, todavía no se han realizado para el área de estudio que se presenta. Sin embargo, otros autores han realizado investigaciones a partir de datos indirectos (proxies) en los Andes peruanos, que son coherentes con la interpretación a nivel regional.

Se destacaron aportes a cuestiones relacionadas con el avance de los glaciares durante la PEH, y si estas expansiones se dieron de manera paulatina a nivel global. Es decir, se alcanzaron las mismas extensiones tanto en los trópicos como en latitudes medias, tal como menciona Rabatel (2008) aunque esta fase de expansión glaciaria ha sido bien documentada en el hemisferio norte, todavía permanece insuficiente la información para los trópicos. Por ello, existen muchas incertidumbres sobre su cronología y el contexto paleoclimático en el que ocurrieron.

En ese sentido, es meritorio señalar las investigaciones de Thompson (1986) en los Andes peruanos. Extrajo testigos de hielo de los glaciares Quelccaya y Huascarán a partir de los cuales se deduce que datan de 1500 a 1720, debido a que los datos obtenidos demuestran valores de enfriamiento relativamente empobrecidos en O^{18} , entre los años de 490 y 1900.

Por lo tanto, a juzgar por éstos proxies climáticos mencionados. Los avances glaciares en el siglo XVII fueron desencadenados por una disminución en la temperatura y un aumento en la acumulación de nieve. Considerando con estos aportes que podría corresponder a la PEH en los Andes, coincidiendo con el periodo de máxima expansión registrada en los testigos de hielo del glaciar Quelccaya. En la (*Figura 48*) Úbeda (2011) trató de graficar los datos obtenidos por Thompson (1992), que muestra la desviación media de la acumulación por década registrada en el glaciar Quelccaya (Cryoperu.files.wordpress.com, s.f.) para el periodo 470-1984, el cual muestra acumulaciones de nieve entre finales del siglo XV y XVII.

EVOLUCIÓN DE LA ACUMULACIÓN EN EL GLACIAR QUELCCAYA DESDE 1ka

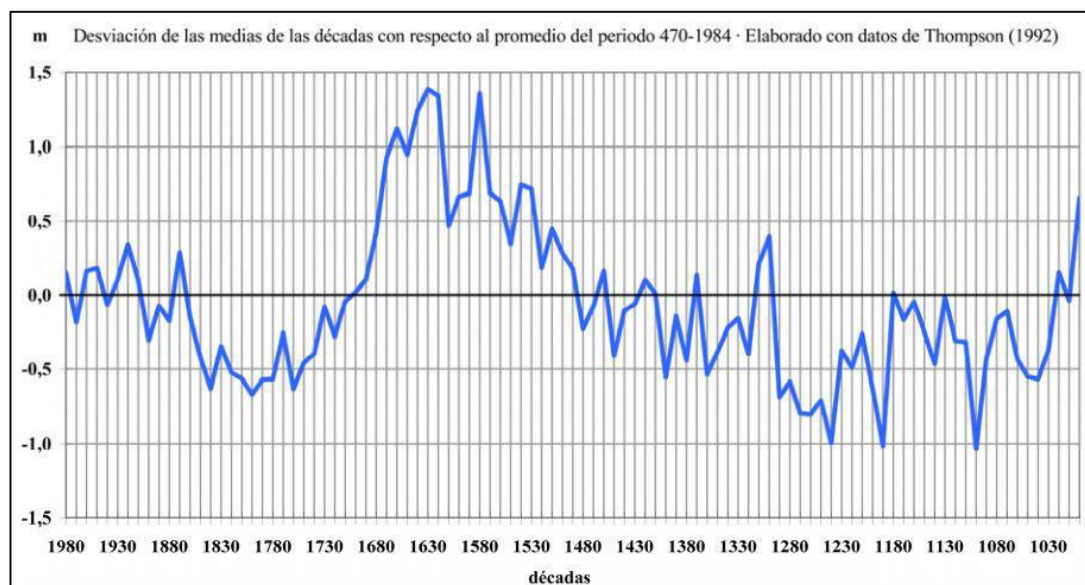


Figura 48. Desviaciones del promedio de la acumulación por década del glaciar Quelccaya con respecto a la media del periodo 470-1984 (en m de agua equivalente).

Fuente. Adaptado por Úbeda a partir de la base de datos original (Thompson, 1992).

<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleo.html>.

Es así como posiblemente durante esos periodos debieron llevarse a cabo los últimos avances en el ámbito del nevado Coropuna, dicha información se podría extrapolar a otros sistemas glaciares como los Andes Centrales Occidentales, de la que es parte del nevado Tunshu. A partir de los mencionados datos, se puede deducir también que en el glaciar Quelccaya sería donde se dio el período más húmedo del milenio, lo cual corresponde a las elevadas precipitaciones que recibe cada año de la cuenca del Amazonas.

En ese sentido, la Figura 49 muestra una síntesis cronológica de los proxies paleo climáticos para la Pequeña Edad del Hielo en los Andes, diferencia entre testigos de hielo, líquenes y pólenes. A partir de ello, Úbeda (2011) dedujo que la fecha final de la fase de enfriamiento de la PEH habría sucedido a partir de 1890 aproximadamente (Cryoperu.files.wordpress.com, s.f.), dato que sería coherente con los planteados por Thompson (2000). Relacionado a los valores negativos para los isotopos de O^{18} deducido de sus investigaciones en el glaciar Quelccaya, así como también muestra breves episodios de humedad y aridez, siendo esta ultima la tendencia actual.

Adicionalmente, Solomina (2007) y Rabatel (2008) confirmaron que la PEH sucedió en los Andes. Basándose en las tasas de crecimiento de líquenes del género

Rhizocarpon que fueron estudiados en la Cordillera Blanca y en la Cordillera Real de Bolivia respectivamente. Estos datos evidencian máximos avances entre 1590 y 1740, así como también últimos reavances entre 1780 a 1890, reflejados en la menor presencia de líquenes correspondiendo con los datos de Thompson (2000).

Respecto a los hallazgos de pólenes en el glaciar Sajama, Liu et al. (2005) evidencio en los testigos de hielo extraídos por Thompson (1998), que estos se remontan a hace 400 años. Planteando la hipótesis de que las gramíneas debían haber proliferado cuando las condiciones fueron más húmedas, y las asteráceas, plantas xerofíticas de porte arbustivo y con raíces profundas, cuando se incrementó la aridez. Tras emplear un ratio P/A (Asteraceae/Poaceae), expresado en valores logarítmicos, como bioindicador de la humedad del altiplano en los últimos siglos (Úbeda, 2011).

Coincidieron con Thompson et al. (1984) en considerar que los cambios de humedad ocurridos en tan cortos espacios de tiempo podrían encontrarse en relación con el fenómeno ENSO, que tiene gran influencia en la precipitación de la región de los Andes Centrales (Vuille, 1999; Vuille et al., 2000). En tal sentido dichos resultados son bastante acertados, y aportan a tener una visión general del avance de los glaciares en los Andes durante la PEH, para luego entrar a una etapa de aridez que se refleja en la pérdida de masas glaciares, hecho corroborado en el presente capítulo.

CRONOGRAMA DE LOS PROXIES PALEOCLIMÁTICOS DE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN LOS ANDES CENTRALES

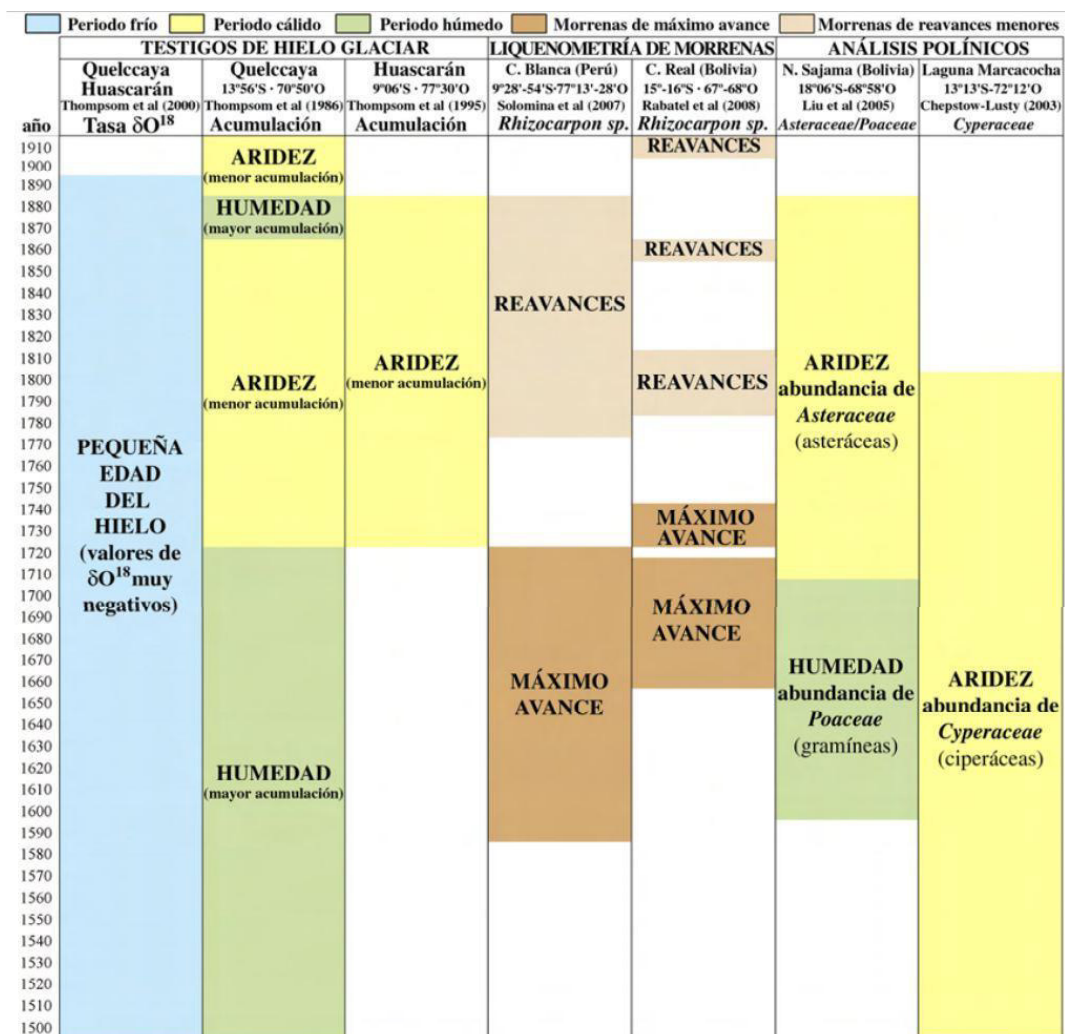


Figura 49. Síntesis cronológica de los proxies paleo climáticos para la Pequeña Edad del hielo en los Andes Centrales, diferencias entre testigos de hielo, líquenes y pólenes.

Fuente. Úbeda 2011

CONCLUSIONES

- a) Respecto al aspecto cartográfico, se concluye que a partir del análisis geomorfológico se logró comprender, identificar y reconstruir (paleoglaciares), unidades geomorfológicas de la alta montaña, de igual manera caracterizar el comportamiento, dinámica y extensión de los glaciares desde la PEH. En relación con la superficie glacial determinada para el 2016 se obtuvo una extensión de 3.72 km² representada en 19 glaciares, mientras que para la PEH se obtuvo 10.83 km representada en 27 glaciares. Esta última, logro ser determinada debido a que el área de estudio se encuentra bien conservado en su mayoría, por esa razón no fue decisivo el uso de fotografías aéreas tomadas en 1970. Se evidencia en los resultados una mayor extensión y conservación de glaciares en el sector sur, validando las teorías de la influencia de la exposición con respecto al Sol, que es reforzado por el modelo aplicado.
- b) En relación con la variación espacio-temporal de la superficie de los glaciares, se demuestra que puede ser hallada mediante el método AABR. Dicho método ha permitido obtener resultados consistentes sobre la ELA y con ello poder analizar la evolución glacial y su relación con el clima. Calculándose una ELA de 5233 m para el 2016, mientras que para la PEH este valor desciende hasta alcanzar 5025 m, lográndose determinar un valor confiable en relación con las similitudes con los datos de otras áreas de estudio aquí presentadas. Con los datos resultantes luego de aplicar la formula planteada por Úbeda, se refuerza plantearla como un geoindicador del cambio climático, cuya variación depende de la variabilidad del clima, determinando una paleotemperatura de 1.35°C. Sin embargo, se requiere de otras variables (datos de monitoreo) para poder determinar escenarios de las dinámicas de los glaciares.
- c) En relación con las posibles cronologías para conocer si la PEH y si sus fluctuaciones se dieron en los Andes peruanos, se plantearon investigaciones en las cuales la interpretación a partir de proxis (testigos de hielo, líquenes y pólenes) en glaciares de Suramérica es clave. Los resultados obtenidos por otros autores son coherentes con el contexto regional del avance de los glaciares, coincidiendo en que el siglo XVII fue un periodo de máxima acumulación registrada, a partir de entonces comenzaron las variaciones de temperatura marcadas por un aumento progresivo, que dieron fin a la PEH que habría ocurrido a partir de 1890 aproximadamente. Datos que concuerdan con el inicio de la pérdida de masas glaciares reflejado en el incremento de la aridez hacia el oeste y hacia el sur.

RECOMENDACIONES

- a) A las personas dedicadas al campo de la investigación, se recomienda que repitan y amplíen esta experiencia, tomando las metodologías aplicadas como modelo para el estudio de otras montañas y con ello poder ajustarla y mejorarla. Para ello se debe de seguir investigando en las montañas adyacentes al nevado Tunshu, haciendo especial énfasis en los nevados que abastecen ciudades importantes del país. Instalando instrumentos de monitoreo y de medición de variables como temperatura y precipitación, para hacer más confiables los resultados. Debemos complementar estos estudios mediante la recolecta de bloques morrénicos o lechos rocosos pulidos para dataciones cosmogénicas, además de optar por otras metodologías tales como estudios de proxis.

- b) A la comunidad científica relacionada con el sector ambiente, así como también con las instituciones competentes, por ser un tema transversal y multisectorial. Las mismas que se benefician directa o indirectamente de los servicios ecosistémicos que ofrecen las montañas a la población. Siendo las comunidades que viven en las zonas alto andinas, las más vulnerables a los efectos adversos del cambio climático ya que se proveen directamente de los servicios ecosistémicos que estas ofrecen. En ese sentido, con la información generada se espera poder aportar información oportuna, que pueda ser usada dentro de las medidas de adaptación planteadas a nivel nacional tales como: la gestión del agua, protección y reforestación de pastos y bosques nativos, manejo de andenes, reforestación de ecosistemas con enfoque de paisaje, entre otras acciones para la conservación de las cabeceras de cuenca.

- d) Por último, es de relevante interés buscar aliados especialmente en las universidades, con los cuales poder darle continuidad a este tipo de investigaciones científicas mediante pequeños proyectos de investigación, para poder formar a estudiantes peruanos en el campo no solo de la glaciología, sino también en el desarrollo de la ciencia peruana.

GLOSARIO

Aborregado: fragmento rocoso cuya superficie ha sido sometida a un proceso de erosión glaciár (abrasión), presentando la forma de un lomo de cordero (borrego). (Dávila Burga, 2011).

Albedo: del latín albedo que significa blancura. Designa el dominio que tiene un cuerpo para reflejar la radiación que recibe. El albedo alcanza 1 cuando toda la radiación se refleja, o 0 cuando toda la radiación se absorbe, como en el caso de un cuerpo negro perfecto. En la superficie de un glaciár, el albedo se sitúa usualmente entre 0.8 (aquel de la nieve fresca) y 0.4 (aquel del hielo que no ha sido cubierto de detritos minerales u orgánicos) y juega un papel primordial en el balance de energía de un glaciár, y de manera más general en aquel de la Tierra. (Comunidad Andina, 2007)

Altitud: distancia vertical entre un nivel, punto u objeto considerado como punto, y el nivel medio del mar.

Altitud de la Línea de Equilibrio: línea teórica que separa la zona de acumulación (con valor positivo de balance de masa) del área de ablación (con valor negativo de balance de masa) en una superficie glaciár. Su posición en los Andes Centrales varía en función de la latitud y la orientación. Por definición en el nivel de la ELA el balance de pérdidas y ganancias se equilibra ($b=0$ mm) (Úbeda J., 2011).

Alisios: vientos que se deslizan desde un anticiclón subtropical hacia las regiones ecuatoriales. Las direcciones son del noreste y del sureste, siendo respectivamente y se dinamizan desde el hemisferio norte o del sur.

Área Altitude Balance Ratio: método estadístico descrito por Osmaston (2005) para reconstruir la altitud de la línea de equilibrio (ELA) de los glaciares. El método relaciona la Altitud y Área (AA) con el Balance Ratio (BR), en base a los intervalos de acumulación y ablación a lo largo del perfil longitudinal para un glaciár. Para lo cual es necesario conocer la superficie de un glaciár y sus intervalos altitudinales para utilizar el método.

Balance de masa: diferencia entre la acumulación (precipitaciones sólidas, escarchas, aportes del viento) y la ablación (fusión, sublimación) a lo largo de un año hidrológico. Se expresa en metros cúbicos, en toneladas de hielo o de equivalente agua estimando la densidad del material de la nieve, de la neviza o del hielo. El balance de masa durante un periodo puede ser positivo (ganancia de masa), negativo (pérdida de masa) o equilibrado cuyo valor es 0 (IDEAM, 2020).

Batolito: estructura maciza de roca ígnea plutónica cuyo afloramiento en la superficie terrestre supera los 100 Km. de largo y 20 Km. de ancho (más de 2,000 Km²).

Bofedal: llamados también “oconal” o “turbera” (del quechua oqo que significa mojado), constituye un ecosistema hidromórfico distribuido en la región alto andina, a partir de los 3800 m.s.n.m . (MINAM, 2015).

Circo glaciar: depresiones circulares o semielípticas, encerradas entre fuertes pendientes y generadas por el peso de una masa glaciar sobre la roca (IDEAM, 2020).

Cordillera: término de uso internacional que se aplica en geomorfología a una cadena montañosa extensa o a dos o más, paralelas, con las que se asocian valles, cuencas, planicies, mesetas, etc. (Lugo, 2011).

Cuaternario: último periodo de la era Cenozoica de la escala geocronológica y último de la historia de la tierra, mismo que transcurre actualmente. Inició hace 1.7 millones de años (Lugo, 2011).

Desglaciación: proceso de deshielo, fusión y extinción de los glaciares; se produce por un incremento de la temperatura media del aire y el consecuente cambio climático (Lugo, 2011).

Depósito Fluvioglaciar: materiales acumulados debido al trabajo realizado en forma combinada por el proceso fluvial y el proceso glaciar; los materiales conformantes de estos depósitos son heterogéneos (forma y tamaño), mayormente con bloques redondeados de dimensiones diversas, cementados por materiales finos dando lugar a los conglomerados

Estrías: múltiples marcas talladas presentes en las rocas, generalmente paralelas, congeladas sobre el terreno (roca) por el que fluye. En ese sentido las morrenas y las estrías son elementos geomorfológicos clave para la interpretación de los antiguos flujos glaciares.

Escala: cartografía, la relación entre la distancia en un mapa y la correspondiente en la superficie terrestre (Naciones Unidas, 2000).

Fotografía aérea: es un sistema de percepción remota que utiliza la reflexión natural del sol, obtenidas desde un avión o un satélite, presentan variaciones de tono, textura, forma y patrones que corresponden a diferencias en rasgos y estructuras en la superficie.

Frente (de un glaciar): parte terminal de un glaciar, el cual sometido a avances o retrocesos según el balance de masa de superficie y el aporte de hielo proveniente de la parte alta. En los glaciares templados (hielo a temperatura de fusión), es frecuente que un torrente salga del frente, al contacto entre el hielo y el lecho rocoso. Gran parte

de los residuos rocosos gruesos transportados por el glaciar y que no fueron recogidos por el torrente emisario son abandonados en el frente, formando morrenas frontales importantes cuando el frente permanece en el mismo lugar un buen tiempo. (Comunidad Andina, 2007).

Fusión: transformación del hielo o de la nieve en agua. Este proceso requiere de una energía de 334,000 Joules por kg. La fusión es el proceso de ablación dominante en los glaciares, principalmente cuando la atmósfera tiene una temperatura positiva, cuando está húmeda y la recorren vientos de baja intensidad (Comunidad Andina, 2007).

Geotérmico (Gradiente): es el incremento de temperatura en el interior de la tierra por acción de las presiones litostáticas (baja, media y alta presión).

Glaciación: proceso geológico de formación de glaciares en una determinada región y en diversas épocas de la historia de la tierra.

Glaciar: masa de hielo, localizada en la parte alta de la montaña, se encuentra en constante movimiento debido a que es influenciada por su propio peso y gravedad. Los glaciares son clasificados según su tamaño, su locación y régimen climático, tal como los glaciares expuestos en el presente trabajo.

Holoceno: último período de la columna o época geológicas actual período post-glacial, que tuvo su inicio hace aproximadamente 12.000 años.

Latitud: la “coordenada y” de un sistema de coordenadas polares en una esfera. Se mide como la distancia angular en grados al norte o sur del Ecuador. También se denomina paralelo (Naciones Unidas, 2000).

Lengua glaciar: es la superficie de un glaciar dentro de la cuenca glaciar, que tiene la forma de una lengua.

Longitud: la “coordenada x” de un sistema de coordenadas polares en una esfera; se mide como la distancia angular en grados al este u oeste del meridiano de Greenwich (Naciones Unidas, 2000).

Morrena: término que designa la masa detrítica transportada por el glaciar y depositada en los bordes y en el contacto del lecho rocoso. Las morrenas forman, en la superficie del glaciar, depósitos en bandas alargadas y continuas que se denominan, según su posición, morrenas medianas, laterales o frontales. En el hielo, son morrenas internas y bajo el hielo, morrenas de fondo. Pueden también tapizar de manera regular la superficie de un glaciar en su zona de ablación (morrenas de ablación) (Comunidad Andina, 2007).

Macizo rocoso: es el conjunto de los bloques de matriz rocosa y de discontinuidades.

Montaña: elevación natural de la superficie terrestre con respecto a las porciones contiguas. En español se aplica el término en forma amplia, en general, para designar desde elevaciones mayores que lomas, hasta colinas de más de 200-300 m sobre su base (Lugo, 2011).

Nieve: precipitación sólida compuesta de cristales de hielo entrelazados, con espacios ocupados por el agua líquida y aire (IDEAM, 2020).

Pequeña Edad del Hielo (PEH): intervalo de tiempo que tuvo lugar en el último milenio caracterizado por la ocurrencia tanto en el hemisferio norte como en el sur de un cierto número de expansiones generalizadas de los glaciares de montaña con retrocesos moderados entre ellas. Aunque el intervalo difiere entre las regiones y no es claramente definido, la mayoría de las definiciones lo sitúan entre los años 1400 y 1900 d.C. (IPCC, 2013).

Resolución espacial. - medida de la capacidad de un sensor remoto para discriminar un valor de información respecto de los adyacentes. Suele expresarse en líneas por milímetros o bien por las dimensiones del área de campo de visión instantánea (Universidad de Alicante, 2018).

Sublimación: pérdida de hielo en la fase de vapor, la cual requiere una gran cantidad de energía, equivalente a 2,834,000 Joules por kg, es decir aproximadamente 8.5 veces más que la fusión. La importancia de este proceso radica en los medios donde la atmósfera es seca y ventosa, de esta manera interviene en la formación de los penitentes de nieve y de los penitentes de hielo.

Trópico interno/Trópico externo: El Trópico interno incluye la zona ubicada a proximidad de la línea ecuatorial, caracterizada por una estacionalidad reducida en cuanto a la variación anual de la temperatura y de la distribución de las precipitaciones. En el Trópico externo, ubicado entre la línea tropical (23°) y más o menos los 10° de latitud, la estacionalidad es importante, basada sobre todo sobre la distribución anual de la precipitación y de la humedad atmosférica (temporada húmeda/seca) (Comunidad Andina, 2007).

Zona de Ablación: es el área más baja de un glaciar, donde no hay acumulación de nieve. La ablación es la combinación de procesos asociados a la pérdida de masa glaciar tales como: fusión, fuga, sublimación, evaporación o fragmentación, erosión, etc.

Zona de Acumulación: es el área más alta de un glaciar que se encuentra perennemente cubierto de nieve. La acumulación ocurre gracias al aporte de nieve por transporte aéreo (Quirós, 2013).

BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno, P., 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part 1: Surface climate. *Monthly Weather Review*, 116: 505-524.
- Andrews, J. T., 1975, *Glacial Systems*, North Scituate, Massachusetts (USA), Duxbury Press, 191 p.
- Autoridad Nacional del Agua, 2014. *Inventario Nacional de Glaciares y Lagunas*.
- Baker P. et al, 2001, The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years, *Science*, 291, 640-643.
- Baker P. et al, 2001, Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano, *Nature*, 409, 698-701.
- Benn, D. I., Owen, L. A., Osmaston, H. A., Seltzer, G. O., Porter, S. C., and Mark, B. G., 2005, Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers: *Quaternary International*, v. 138-139 (2005), p. 8-21.
- Bosques Andinos 2014, *Perspectivas y posibilidades de REDD+ en Bosques Andinos*.
- Broggi, J. A. La desglaciación andina y sus consecuencias. *Act. De la Acad. Nac. De Ciencias Exac. Fis. y Nat. de Lima*. Vol6, 1942.
- Clapperton, C.M., 1979. Glaciation in Bolivia before 3.27 Myr. *Nature*, 277: 375-376
- Clapperton, C. 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, Amsterdam (Holanda).
- Clark P. et al., 2009, The Last Glacial Maximum, *Science*, 325, 710-714
- Concha, R., Evolución glaciaria a finales del holoceno, en los nevados Salcantay y Huamantay, y su impacto frente al cambio climático (Cusco - Perú), 107 p.
- CONAM (2001). *Comunicación Nacional del Perú a la Convención de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. Primera comunicación*. Lima: Consejo Nacional del Ambiente.
- CONDESAN., 2012, *Panorama andino de cambio climático: Vulnerabilidad y adaptación en los Andes Tropicales*. Lima. DeLucia, E.; Casteel, C.; Nabity, P.; O'Neill, B.
- Cuesta F., P. Muriel, S. Beck, R. I. Meneses, S. Halloy, S. Salgado, E. Ortiz y M.T. Becerra. (Eds.) 2012. *Biodiversidad y Cambio Climático en los Andes Tropicales - Conformación de una red de investigación para monitorear sus impactos y delinear acciones de adaptación*. Red Gloria-Andes, Lima-Quito. Pp 180.
- Dávila Burga, J. (2011). *Diccionario Geológico*. Lima: UNI.
- Dollfus, O., 1959. *Formes glaciaires et périglaciaires actuelles autour du lac Huampar (Andes centrales péruviennes)*.

- Dollfus, O., 1965. Les Andes centrales du Pérou et leurs piémonts. Etude morphologique. Trav. Inst. Fr. Etud. Andines, t. X, 404 p., Lima.
- Dollfus, O. (1974). La cordillera de los Andes: presentación de los problemas geomorfológicos. Boletín del Instituto Francés de Estudios Andino, 3(2), 1-36
- Dollfus, O., 1981 El reto del espacio andino.
- Brian, Fagan. 2009. La Pequeña Edad de Hielo. Cómo el clima afectó a la historia de Europa 1300 – 1850.
- Flórez, A. 2002b. “Movilidad altitudinal de páramos y glaciares en los Andes Colombianos”. En: Congreso Mundial de Páramos, Memorias. Paipa, Boyacá. pp. 80-90.
1992. Los nevados de Colombia, glaciares y glaciaciones. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Subdirección de Geografía. Santafé de Bogotá, DC.
- Francou, B. & Ames, A., 1995. Cordillera Blanca Glaciares en la Historia. Instituto Francés de Estudios Andinos, pp 37-64
- Francou, B. & Pizarro, L., 1985. El Niño y la Sequía en los Altos Andes Centrales (Perú y Bolivia). Boletín del Instituto Francés de Estudios Andinos, 14(1-2): 1-18.
- Francou, B. & Sémiond, H., 1997. Estado de la red de monitoreo existente e impacto de los eventos ENSO sobre el balance de masa de los glaciares en Bolivia y en el Perú. En: R. Galárraga and B. Ibarra (Editores), Seminario Montañas, Glaciares y Cambios Climáticos. Escuela politécnica nacional. EPN - Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. ORSTOM - FUNDACYT, 1997, Quito (Ecuador), pp. 43-51.
- Francou, B & Poyaud, B., 2004. Métodos de observación de glaciares en los Andes Tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Version 1, Great Ice, Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Francia, 238 p.
- Francou, B. (ed.). 2007. El fin de las Cumbres Nevadas-Glaciares y Cambio Climático en la Comunidad Andina. Secretaría General de la Comunidad Andina, Institut de Recherche pour le Développement-IRD, Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y Agencia Española de Cooperación Internacional. Lima.
- Francou, B. et C. Vincent (2007). Les glaciers à l'épreuve du climat. IRD Editions. García, M., Raes and S.E. Jacobsen (2003). Evapotranspiration analysis and irrigation requirements of quinoa (*Chenopodium quinoa*) in the Bolivian highlands. Agricultural Water Management 60: 119–134. doi:10.1016/S0378-3774(02)00162-2.
- Francou, B. & Pizarro, L., 1985. El Niño y la Sequía en los Altos Andes Centrales (Perú y Bolivia). Boletín del Instituto Francés de Estudios Andinos, 14(1-2): 1-18.
- Francou, B. y Pouyaud, B. 2008. Glaciares: ¿cómo y dónde estudiarlos? Revista virtual Redesma. 2: 9-17.
- Francou, B. 2013. Glaciares de los Andes Tropicales víctimas del Cambio Climático

- Gall J. C. 1983. Ancient sedimentary environments and the habitats of living organisms: Introduction to palaeoecology. Springer-Verlag. Germany. 219 pp. In: Sánchez- Rojas G., C. Ballesteros-Barrera & N.P. Pavón. 2011. Cambio climático. Aproximaciones para el estudio de su efecto sobre la biodiversidad. Universidad Autónoma de Hidalgo. Pachuca, Hidalgo, México. 120 pp.
- García, E., 2013, Evolución glaciaria del cuadrante noroeste del Nevado Coropuna [Maestría]: Universidad Complutense de Madrid, 50 p.
- Giraldez, C., 2011, Glacier evolution in the South West slope of Nevado Hualcán (Cordillera Blanca, Peru) [Master]: Universidad Complutense de Madrid, 125 p.
- Guerrero-Arenas R. & E. Jiménez-Hidalgo. 2009. Los climas del pasado. ¿Cómo ves? 128: 22-24.
- Haylock M., Peterson T., Alves L., Ambrizzi T., Anunciacao M., Baez J., Barros V., Berlato M., Bidegain M., Coronel G., Corradi V., Garcia V., Grimm A., Karoly D., Marengo J., Marino M., Moncunilland D., Nechet D., Quintana J., Rebello E., Rusticucci M., Santos J., Trebejo I., Vincent L. 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate* 19:1490–1512.
- Hidrandina S.A.; Unidad de Glaciología e Hidrología. 1988. Inventario de Glaciares del Perú. 1a Parte. Huaraz, PE. Concytec. 173 p.
- Huss, E.G. 2015. Quantifying glacier sensitivity to Late Glacial and Holocene climate changes in the Southern Peruvian Andes. Tesis presentada para optar el grado de Master en Ciencias. University of New Hampshire, Estados Unidos.
- IDEAM (2012). Glaciares de Colombia, más que montañas con hielo.
- INAIGEM (2018). Inventario Nacional de Glaciares: Las Cordilleras Glaciares del Perú.
- INAIGEM (2017b). Manual metodológico del inventario nacional de glaciares. Huaraz: Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña.
- INGEMMET
- 1980 Boletín N° 5 Estudio Geodinámico de la cuenca del río Mantaro.
- 1996 Boletín N° 69 Geología de los cuadrángulos Tarma, La Oroya y Yauyos – Hojas: 23-I, 24-I, 25-I, Lima (Perú).
- 1983 Boletín N° 36 Geología de los cuadrángulos de Matucana y Huarochirí – Hojas: 24k y 25-k, Lima (Perú).
- IPCC, 2007. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change In: R.K. Pachauri and A. Reisinger (Editors), Geneva, Switzerland, pp. 104

- IPCC, 2013, Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Jiménez, R., Reseña de la “Pequeña Edad de Hielo. Cómo el clima afectó a la historia de Europa. 1300 - 1850” de Brian Fagan. *Signos Históricos*, núm. 27, 2012, pp. 148-153.
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein, D. & Solomina, O., 2008. Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Perú) and implications for LIA chronology. *Geomorphology*, 93: 201-212.
- Kaser, G., and Osmaston, H., 2002, *Tropical Glaciers*, Cambridge (U.K.), Cambridge University Press, International Hydrology Series, 207 p.
- Klein, A. G., Seltzer, G. O., and Isacks, B. L., 1999, Modern and Last Local Glacial Maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile: Quaternary Research Reviews, v. 18, p. 3-84.
- Kurowski, L., 1891, Die Höhe der Schneegrenze: *Geogr. Abh.*, v. 5 I (124), p. 119-160.
- Kinzl, H. Las tres expediciones del "Deutscher Alpenverein" o las Cordilleras Peruanas. *Boletín del Museo de Historia Natural "Javier Prado"* pp.3-24 (Universidad Nacional Mayor de San Marcos) Año IV, No.12, Lima 1940.
- Kinzl, H. (194?). Los glaciares de la Cordillera Blanca. Lima: UNMSM. Facultad de Ciencias Biológicas, Físicas y Matemáticas. pp. 417-440.—[Extracto de la Revista de Ciencias. Año 153. N° 432).
- Kinzl, H. & Scheneider, E. (1957). La Cordillera de Huayhuash. *Revista del Instituto de Geografía de la UNMSM*, (4), 36-53.
- Lavado, W., Fernandez, C., Vega, F., Caycho, T., Endara, S., Huerta, A., & Obando, O. (2016). PISCO: Peruvian interpolated data of the SENAMI's climatological and hydrological observations. *Precipitación v1.0*. Lima: SENAMHI.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R.B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R.H. y Zhang, T. (2007). Observations: Changes in snow, ice and frozen ground, en: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. y Miller, H.L. (Eds.), *ClimateChange2007: The Physical ScienceBasis*. Cambridge(ReinoUnido)yNueva York(EstadosUnidos),USA,pp.337–383.
- Licciardi, J. 2009. Holocene Glacier Fluctuations in the Peruvian Andes Indicate Northern Climate Linkages.
- Lichtenecker, N., Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen, *Verhandl. d., in Proceedings III Intern. Quartär-Konferenz* (1936), Wien (Österreich), 1938, p. 141-147.
- Lockwood J. 1998, Future trends in daytime and night-time temperatures, *Weather*, 53, 3, 72.

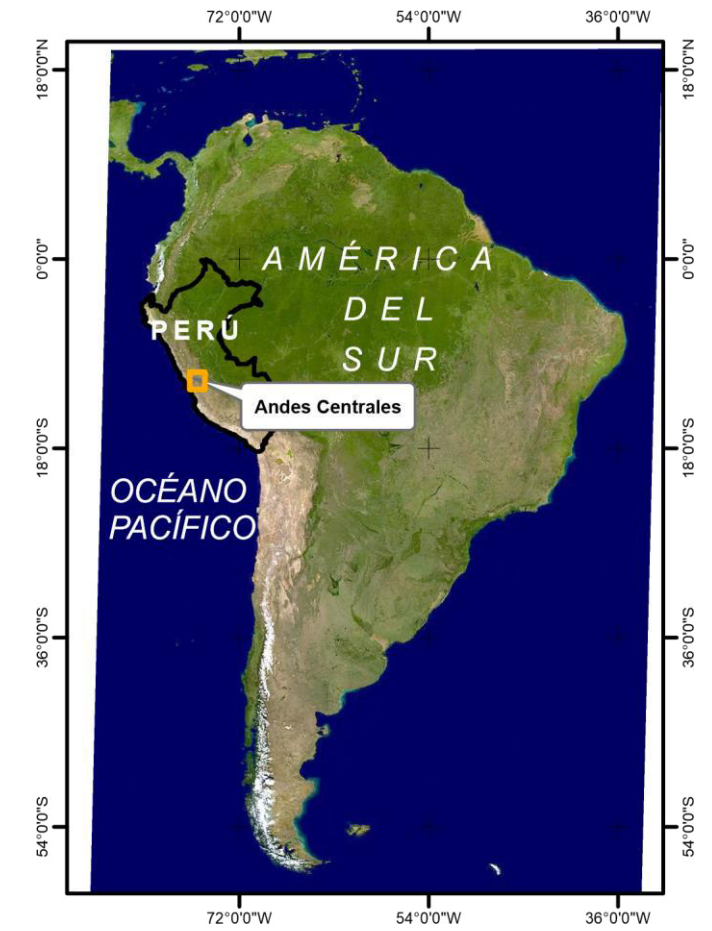
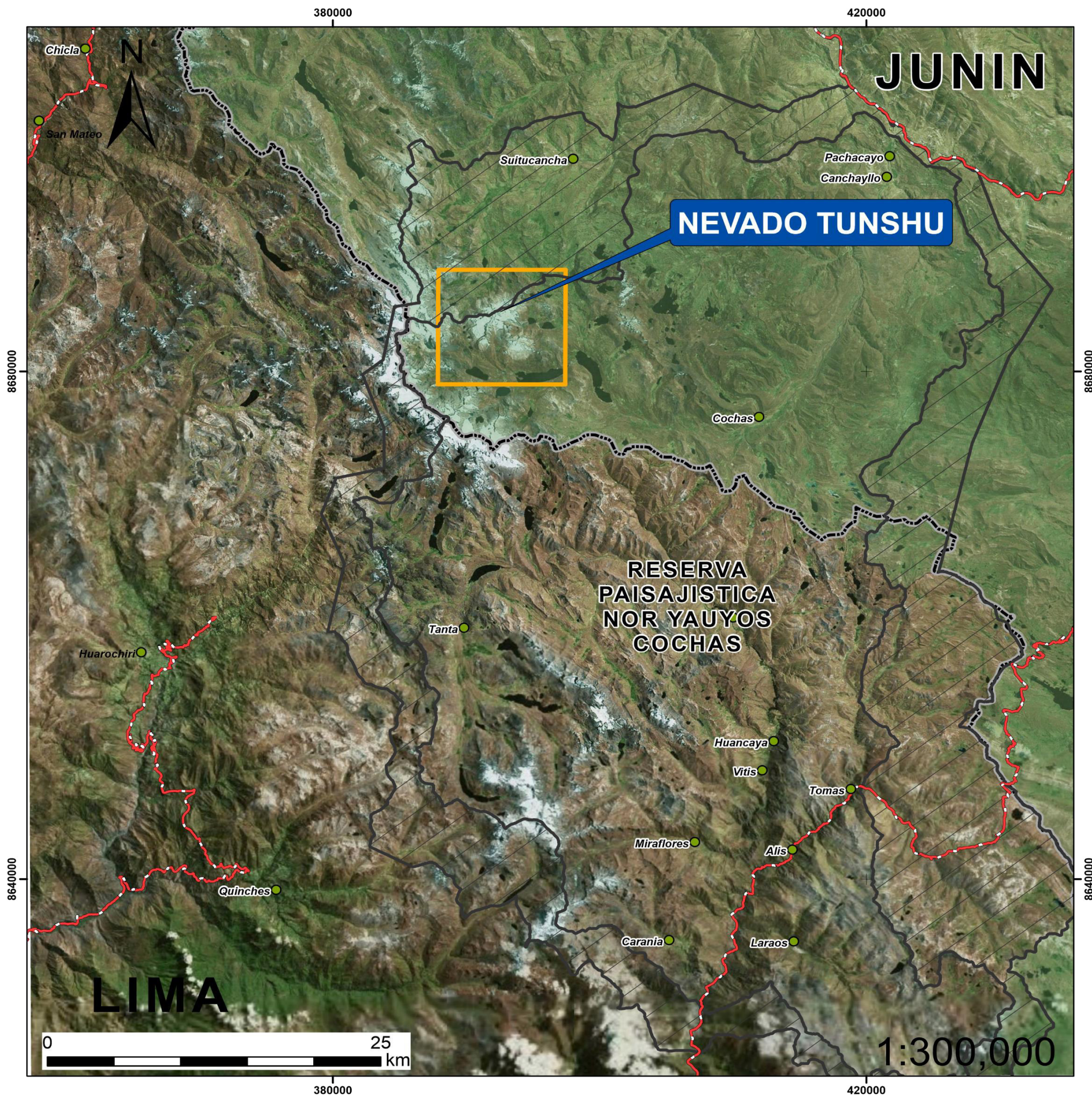
- Matthes, F., 1939, Report of committee on glaciers: Transactions American Geophysical Union, v. 20, p. 518-535.
- Mc Laughlin, D. H., 1924, Geology and physiography of the peruvian cordillera, departamentos of Junín and Lima: Geological Society of America Bulletin, v. 27, p. 501-522.
- Meierding, T. C., 1982, Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: A comparison of methods: Quaternary Research, v. 18, p. 289–310.
- Megard, F 1968. Geología del cuadrángulo de Huancayo. Serv. Geol. y Minería, Bol. 18, 123p., carte et pl. h. t., Lima.
- Meneses, R., 2015, La Cordillera Real y sus plantas, Bolivia.
- Morales-Arnan, B., and Hastenrath, S., 1999, Glaciers of Peru, Washington, United States Geological Survey Professional Paper. United States Government Printing Office, Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: South America.
- Muñoz, J., 1995, Geomorfología General, Madrid (España), Editorial Síntesis.
- NOAA, 2007, Boletín Climatológico Anual de Perú 1963-2007. http://docs.lib.noaa.gov/rescue/data_rescue_peru.html.
- Oppenheim. V., 1945. Las glaciaciones en el Perú.
- Osmaston, H., 1965. The Past and Present Climate and vegetation of Rwenzori Glaciers. Uganda Journal, 25: 99-104.
- Osmaston, H., 1975, Models for the estimation of firnlines of present and pleistocene glaciers, *in* Peel, R. F., Chisholm, M. D. I., and Hagget, P., eds., Processes in Physical and Human Geography: Bristol (Reino Unido), Bristol Essays, p. 218-245.
- Osmaston, H.A., 1989a. Glaciers, Glaciations and Equilibrium Line Altitudes on the Ruwenzori. Quaternary and Environmental Research on East African Mountains. Brookfield, Balkema, Rotterdam, pp. 31-104.
- Osmaston, H.A., 1989b. Glaciers, Glaciations and Equilibrium Line Altitudes on the Ruwenzori. Quaternary and Environmental Research on East African Mountains. Brookfield, Balkema, Rotterdam, pp. 31-104.
- Osmaston, H., 2005, Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Área x Altitude Balance Index methods and their validation: Quaternary International, v. 22–31, p. 138–139.
- Paredes, M.A. & Espinoza, E.J., 2005. Las relaciones entre la variabilidad de la precipitación en la sierra del Sur del Perú y El Niño/Oscilación del Sur, The El Niño phenomenon and its global impact. Centro International para la Investigación del Fenómeno de El Niño (CIIFEN) y European Geosciences Union (EGU), Guayaquil (Ecuador).
- Porter, S.C., 2001. Snowline depression in the tropics during the last glaciation. Quarternary Science Reviews, 20: 1067-1091.

- Quiros, T., 2013, Impacto del Cambio Climático en los glaciares de las montañas Chollquepucro y Pariaqaqa (Perú), Universidad Complutense de Madrid, Tesis de Fin de Grado, 51 p.
- Rahmstorf S., 2003, Timing of abrupt climate change, *Geophysical Research Letters*, vol 30, no 10, 17.
- Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V., Naveau, P., and Grancher, D., 2008, A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction: *Quaternary Research*, v. 70, p. 198-212.
- Raymondi, A. 1874, *El Perú Tomo I, II, III*.
- Raymondi, A. (1873). *El departamento de Ancash y sus riquezas minerales*. Lima: Enrique Meiggs; Imprenta "El Nacional".
- Rivera-Arrizabalaga A. 2004. Paleoclimatología y cronología del Würm reciente: un intento de síntesis. *Zephyrus* 57:27-53.
- Rutherford S. & D'Hondt S., 2000. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles, *Nature*, 408, 72-75.
- Salaverry, J , 2006, *Macroecología de los Andes Peruanos*.
- Sánchez-Rojas G., C. Ballesteros-Barrera & N.P. Pavón. 2011. Cambio climático. *Aproximaciones para el estudio de su efecto sobre la biodiversidad*. Universidad Autónoma de Hidalgo. Pachuca, Hidalgo, México. 120 pp.
- SENAMHI
- 2005 Escenarios climáticos en la cuenca del río Santa para el año 2030. Lima, SENAMHI.
- 2007a Escenarios de cambio climático en la cuenca del río Mantaro para el año 2100. Lima, SENAMHI.
- 2007b Escenarios de cambio climático en la cuenca del río Urubamba para el año 2100. Lima, SENAMHI.
- 2009a Escenarios climáticos en el Perú para el año 2030. Lima, SENAMHI.
- 2009b Escenarios climáticos en la cuenca del río Santa para el año 2030. Lima.
- Secretaría General de la Comunidad Andina., 2009, *Ecosistemas de los Andes del norte y centro*. Bolivia, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela. Lima. La Marca, E.; Lips, K.; Lötters, S.; Puschendorf, R.; Ibáñez, R.; Rueda-Almonacid, J.; Schulte, R.; Marty, C.; Castro, F.; Manzanilla-Pupo, J.; Garía-Pérez, J.; Bolaños, F.; Chaves, G.; Pounds, A.; Toral, E.; Young, B.
- SERNANP. Plan Maestro de la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas 2006 – 2011.
- Seltzer G. et al., 2002, Early warming of tropical South America at the last glacial-interglacial transition, *Science*, 296, 1685-1686.

- Sissons, J. B., 1974, A late glacial Ice Cap in the central Grampians, Scotland.: Transactions of the Institute of British Geographers, v. 62, p. 95-114.
- Sissons, J.B., 1980. The Loch Lomond advance in the Lake District, northern England. Transactions Royal Society Edinburgh. Earth Sciences., 71: 13-27.
- Schmittner A. et al., 2002, Instability of Glacial Climate in a Model of the Ocean- Atmosphere- Cryosphere System Science, 295, 1489-1493.
- Smith, J.A., Finkel, R.C., Farber, D.L., Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., 2005. Moraine preservation and boulder erosion in the tropical Andes: interpreting old surface exposure ages in glaciated valleys. J. Quat. Sci. 20, 735-758.
- Smith, J. A., 2005, Timing and extent of glaciation in the tropical Andes [Ph.D. Dissertation]: Syracuse University, 173 p.
- Solman, S., 2007, "Regional Climate Change Experiments Over Southern South America. I: Present Climate". Climate Dynamics 30(1). 533-52.
- Solomina, O., 2007. Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: "Little Ice Age" moraine chronology. Global and Planetary Change, 59: 225-235.
- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou & J.F. Gonzales, 2009. Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia. Geophysical Research Letters, 36:1-6.
- Strahler & Strahler (1989). Geografía Física.
- Terrones, A. J. (1949) La Estratigrafía del distrito minero de Morococha: Sociedad Geológica del Perú, V. Jubilar, XXV Aniversario, Parte II, Fasc. 8, p.1-15.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E.E., Dansgaard, W. & Grootes, P.M., 1986. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. Science, 234: 361-364.
- Thompson, L.G., Thompson-Mosley, E., Davis, M.E., Lin, P.-N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F. & Liu, K.-b., 1995a. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. Science, 269: 46-50.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., and A., H. K., 2000, Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum: Journal of Quaternary Science, v. 15 (4), p. 377-394.
- Thompson, L. G.: A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores, Science, 282(5395), 1858–1864, doi:10.1126/science.282.5395.1858, 1998.
- Troll, C., 1929, Die Cordillera Real, Berlin (Deutschland), Z. Geschaften Erdk, Geschaften Erdk., 279-312 p.
- Úbeda, J., 2011, El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (cordillera occidental de los Andes, Sur del Perú): Universidad Complutense de Madrid, 558 p.


- Úbeda, J., Campos, N., Giráldez, C., García, E., Quirós, T., and Palacios, D., 2014, Evaluación del enfriamiento del clima durante la pequeña edad del hielo en los andes centrales deducido de la altitud de la línea de equilibrio de glaciares actuales y pasados. : Boletín deL Colegio de Geógrafos del Perú, v. 1, p. 1-19.
- Uriarte, A., 2003, Historia del clima de La Tierra, Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 360 p.
- Vasquez, P.,2016, Registro glaciar del cambio climatico en el macizo Sulcón – Cordillera Central. Universidad Nacional del Altiplano,159 p.
- Vuille, M., 1999, Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation: International Journal of Climatology, v. 19, p. 1579-1600.
- Vuille M., Bradley R. 2000.Mean temperature trends and their vertical structure in the Tropical Andes. Geophysical Research Letters27:3885–3888.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., and Bradley, R. S., 2008, Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future: Earth-Science Reviews, v. 89, p. 79–96.

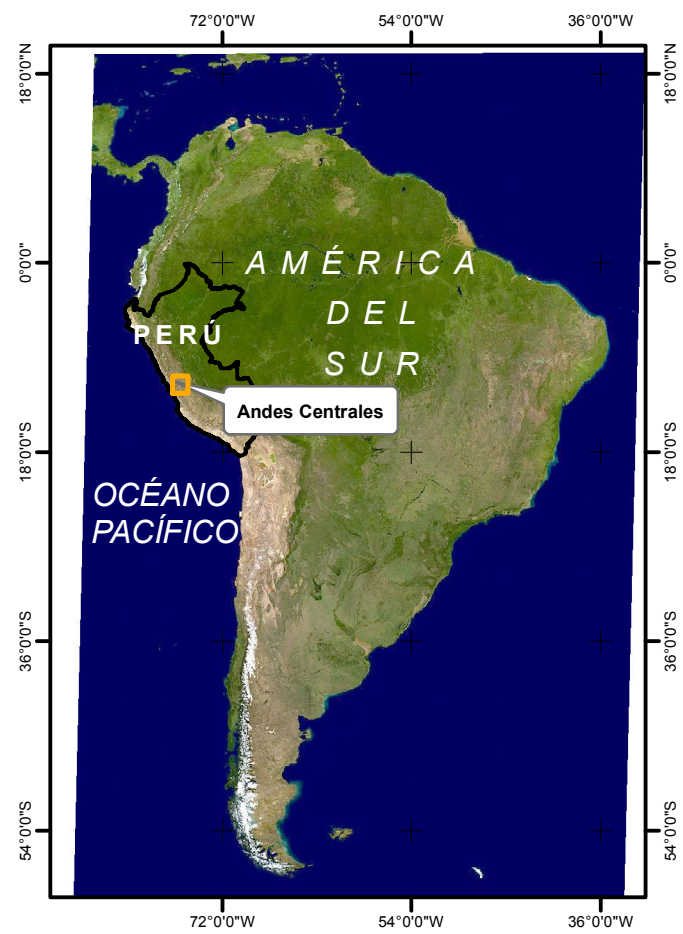
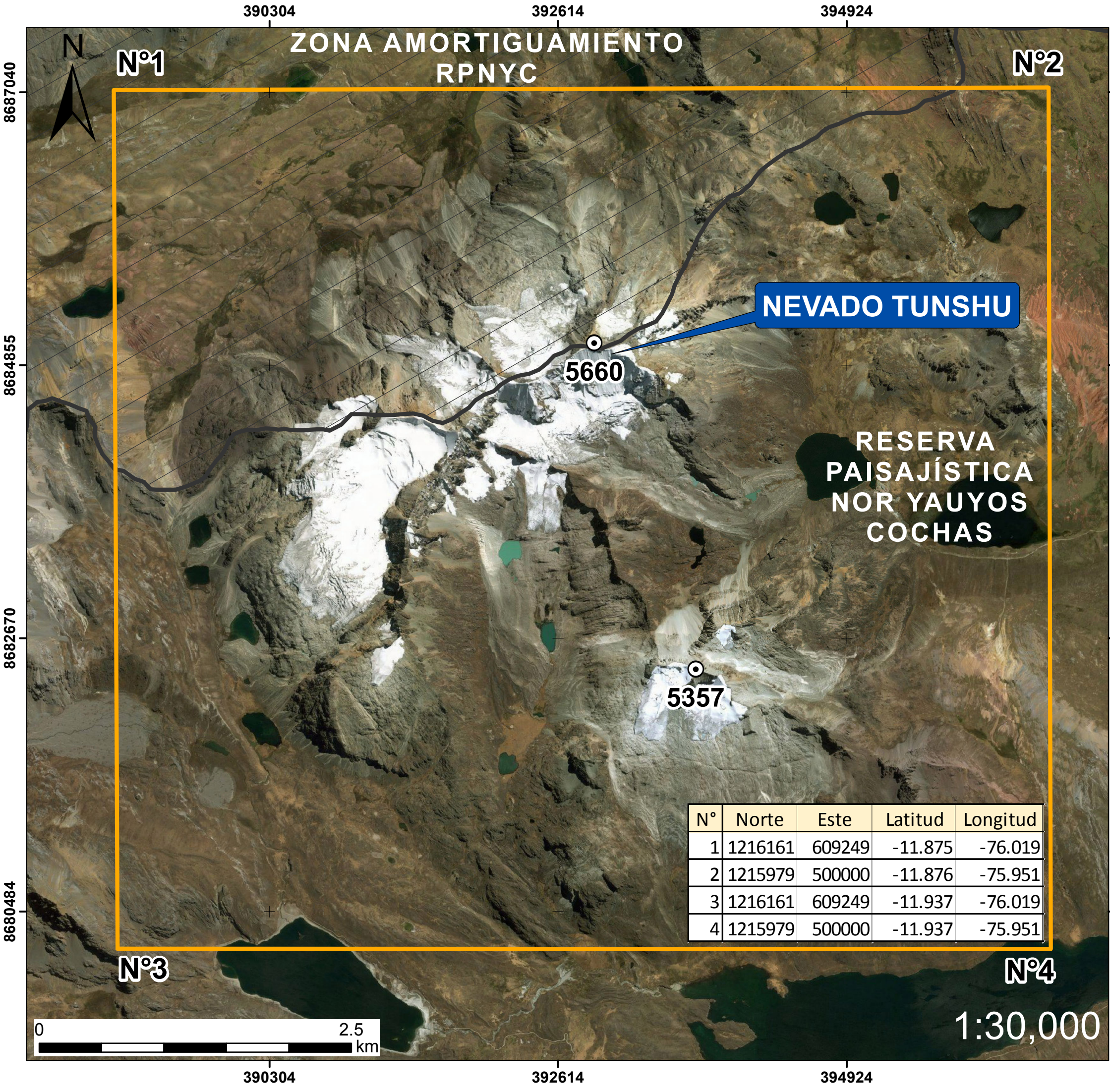
ANEXOS



LEYENDA

- Ámbito de investigación
- Centros poblados
- Red vial
- Limite departamental
- Cuenca Mantaro
- Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas
- Zona amortiguamiento RPNYC

 UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS FACULTAD DE CIENCIAS SOCIALES E.P. GEOGRAFÍA		
ANÁLISIS DEL REGISTRO GLACIAR DEL CAMBIO CLIMÁTICO DESDE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN EL NEVADO TUNSHU (11°S) CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES		
MAPA DE UBICACIÓN		
TESISTA: Bach. BRAVO LEYVA KATHERINE CRISTINA		ASESORES: Dr. COMECA CHUQUIPUL MIGUEL Dr. ÚBEDA PALENQUE JOSE
REFERENCIA GEODÉSICA: PROYECCIÓN UNIVERSAL TRANSVERSAL MERCATOR (UTM) ZONA18, DATUM SISTEMA GEODÉSICO MUNDIAL 1984 (WGS84)		Nº: 01
FECHA: AGOSTO 2018	ESCALA: 1:300,000	FUENTE: IGN, SERNANP, ANA

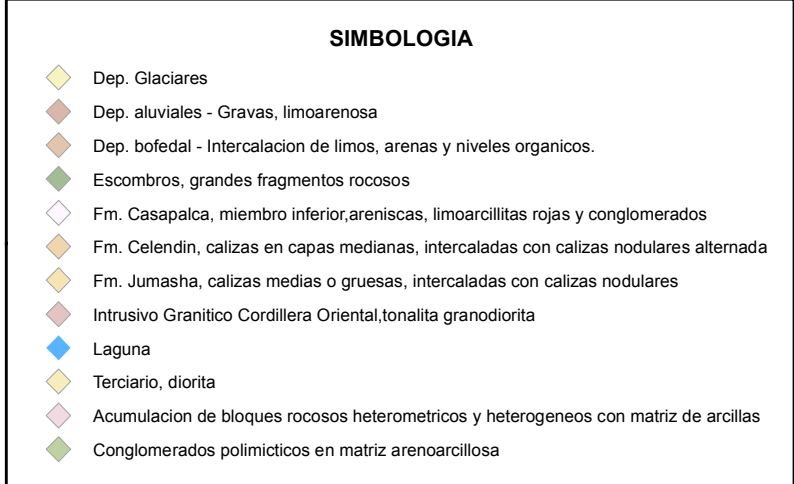
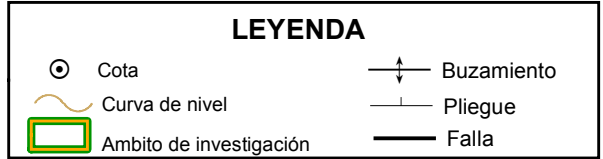
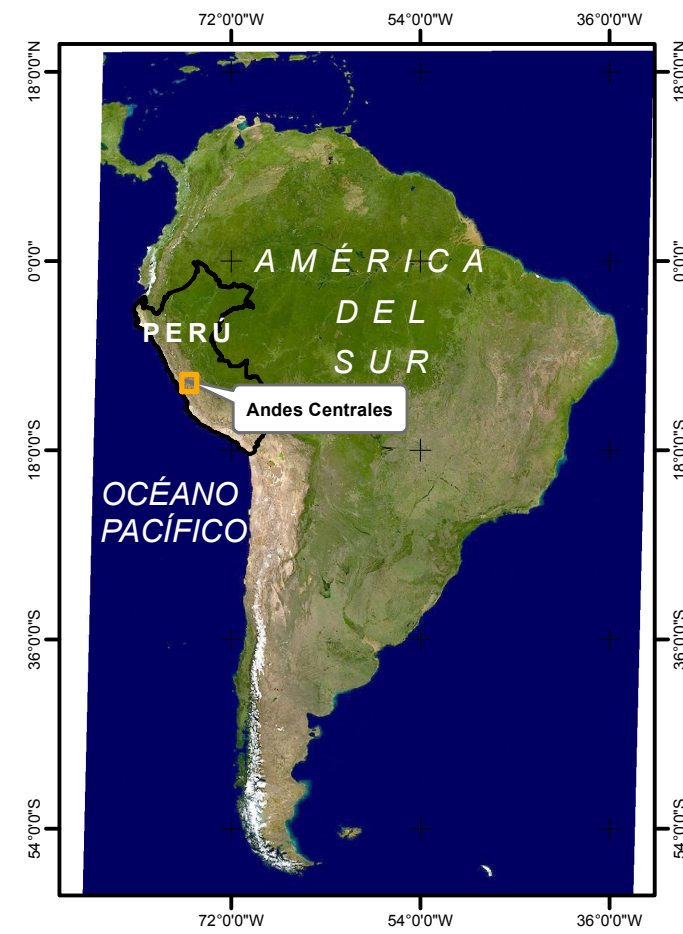
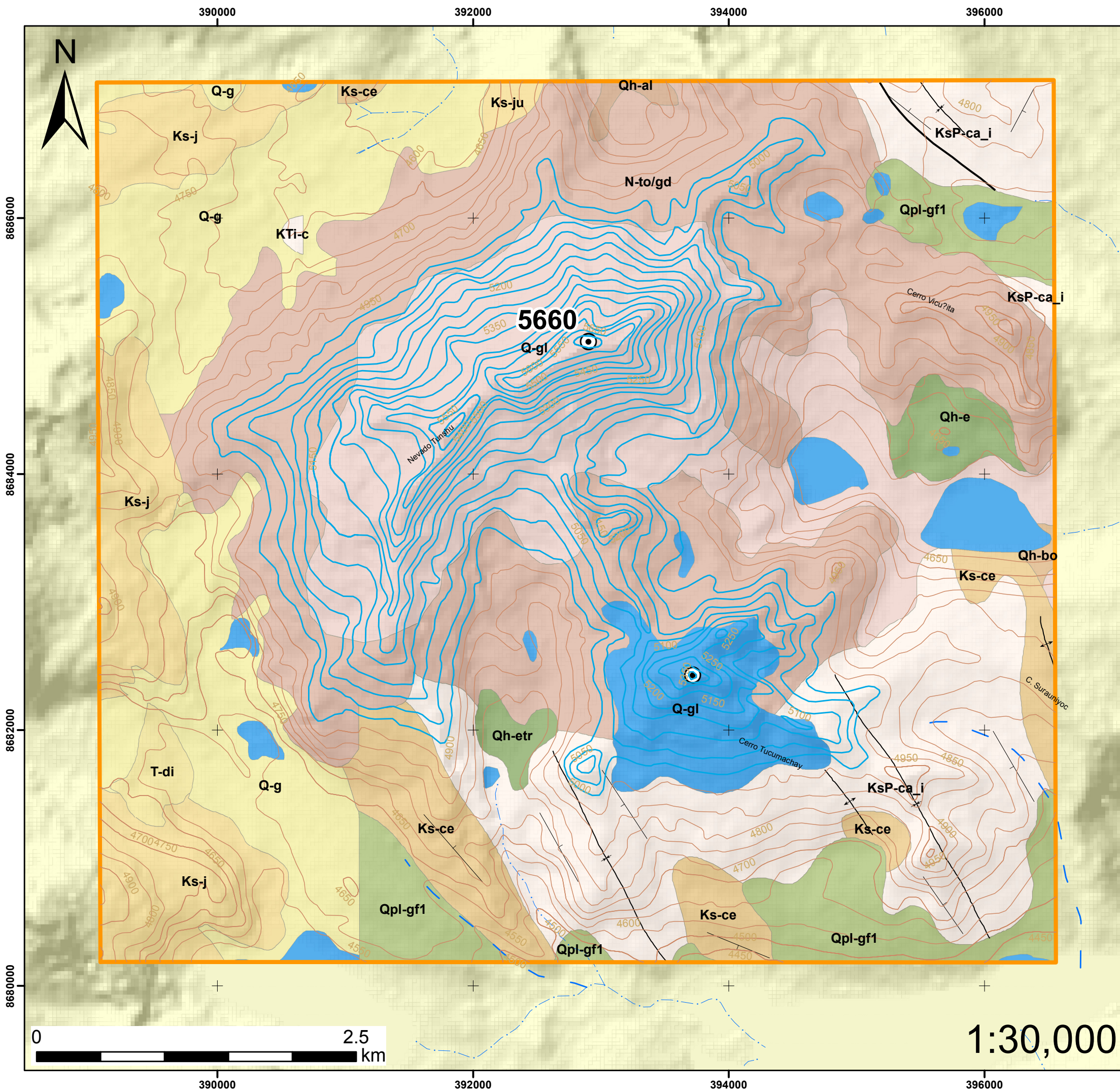


UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
FACULTAD DE CIENCIAS SOCIALES
E.P. GEOGRAFÍA

TESIS: ANÁLISIS DEL REGISTRO GLACIAR DEL CAMBIO CLIMÁTICO DESDE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN EL NEVADO TUNSHU (11°S) CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES

MAPA DE UBICACIÓN DEL NEVADO TUNSHU

TESISTA: Bach. BRAVO LEYVA KATHERINE CRISTINA	ASESORES: Dr. COMECA CHUQUIPUL MIGUEL Dr. ÜBEDA PALENQUE JOSE
REFERENCIA GEODÉSICA : PROYECCIÓN UNIVERSAL TRANSVERSAL MERCATOR (UTM) ZONA18, DATUM SISTEMA GEODÉSICO MUNDIAL 1984 (WGS84)	
FECHA: AGOSTO 2018	ESCALA: 1:30,000
FUENTE:IGN,SERNANP	Nº: 02



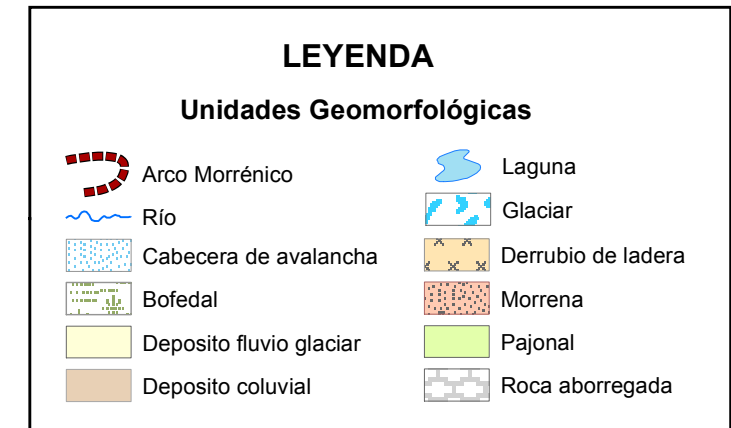
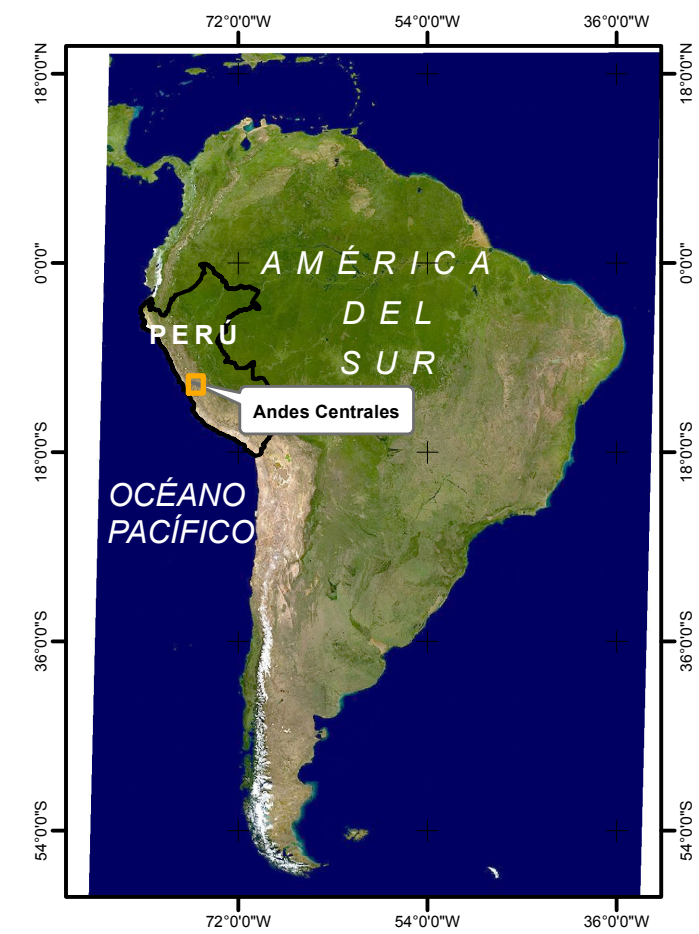
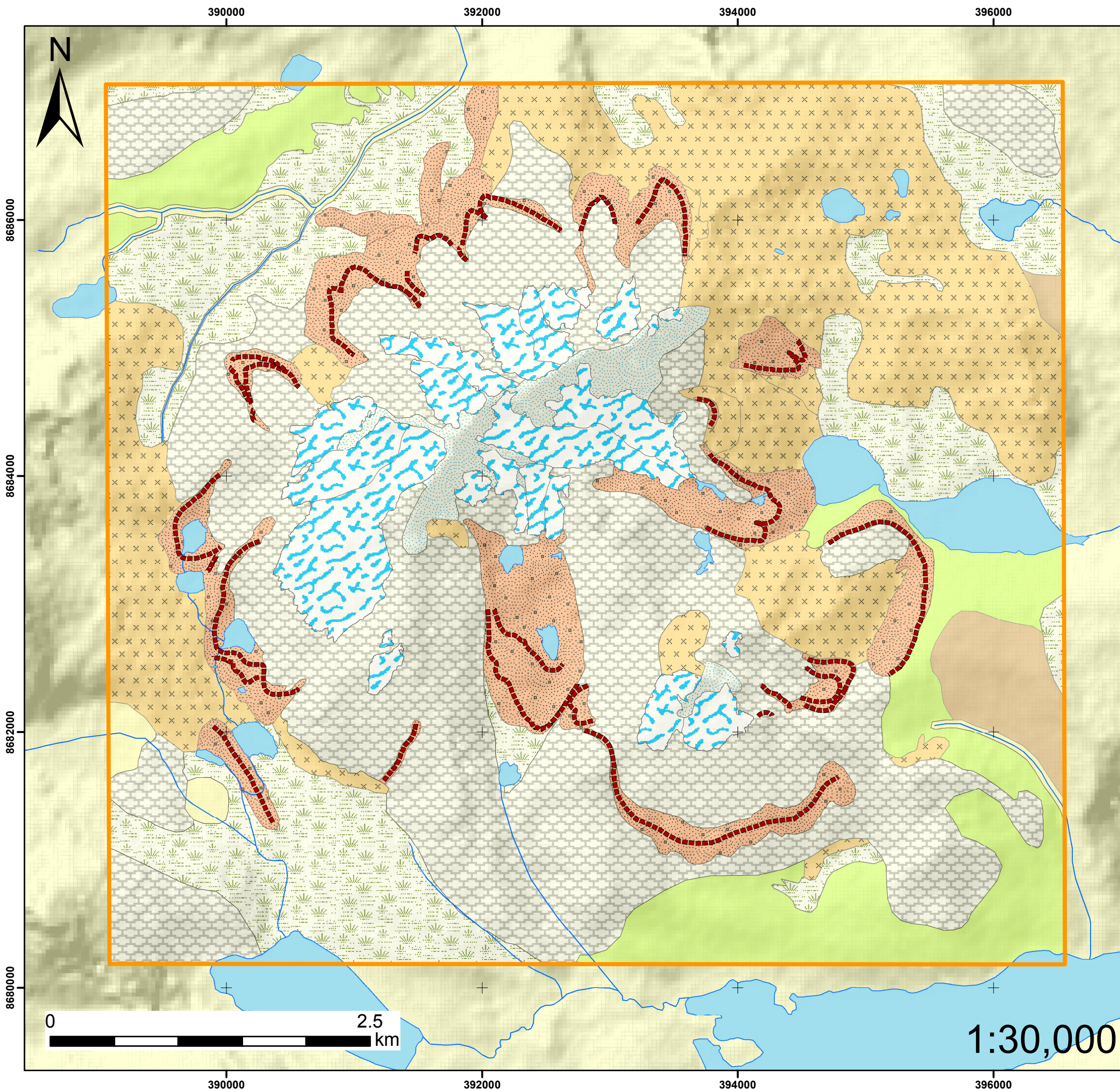
UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
FACULTAD DE CIENCIAS SOCIALES
E.P. GEOGRAFÍA

TESIS: ANÁLISIS DEL REGISTRO GLACIAR DEL CAMBIO CLIMÁTICO
DESDE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN EL NEVADO TUNSHU (11°S)
CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES

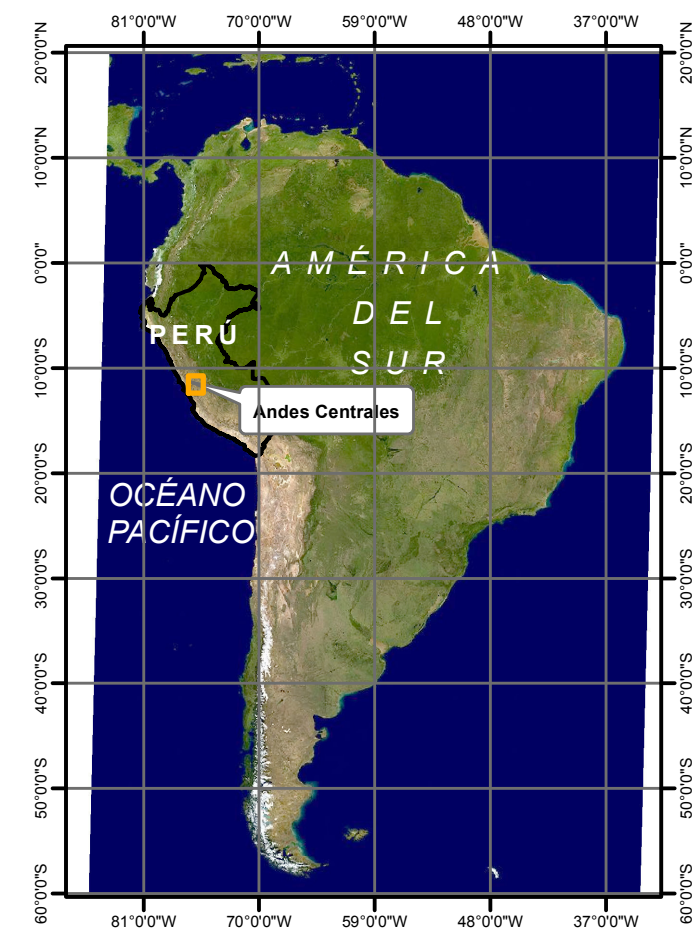
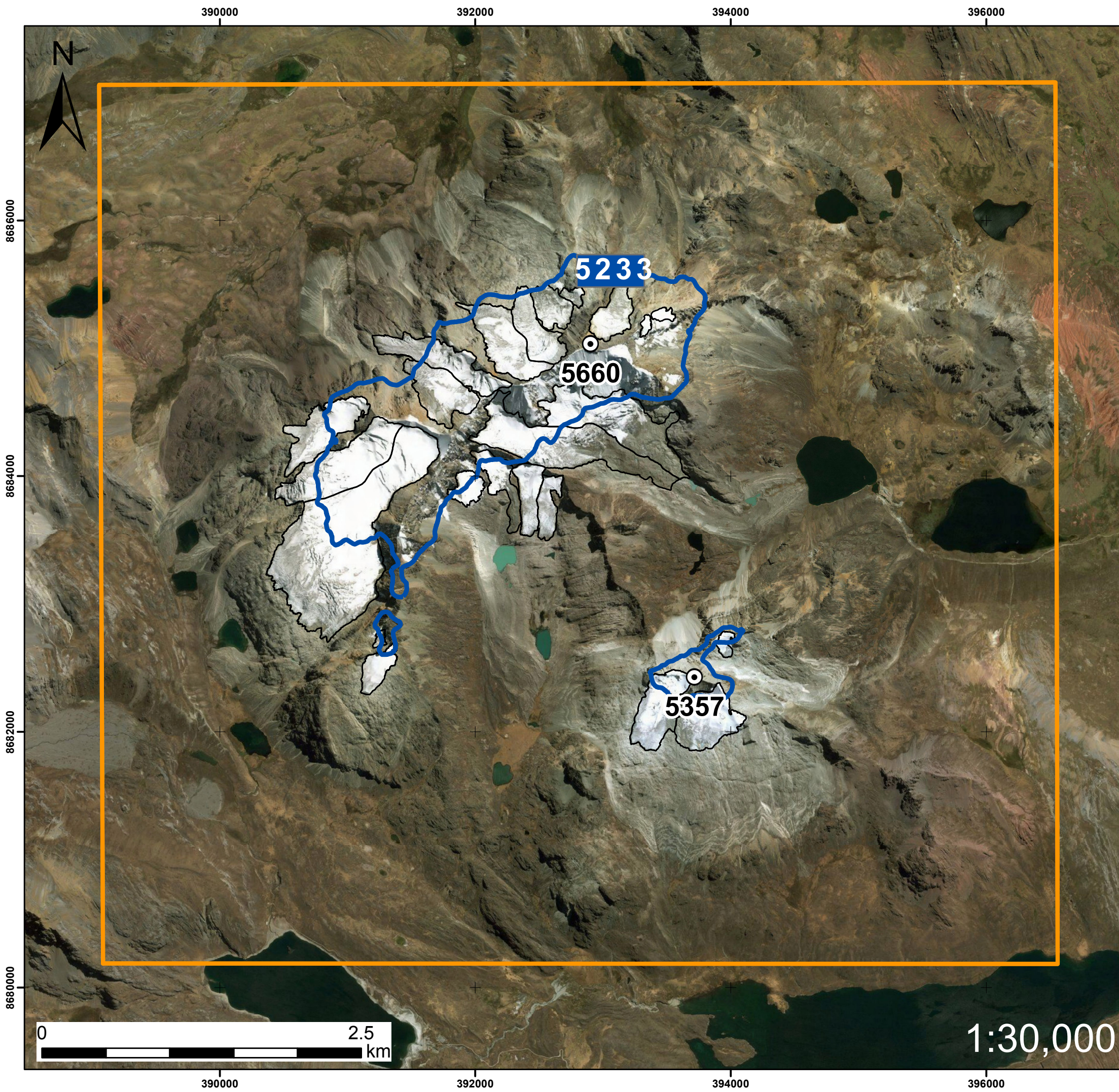
MAPA GEOLÓGICO

TESISTA: Bach. BRAVO LEYVA KATHERINE CRISTINA	ASESORES: Dr. COMECA CHUQUIPUL MIGUEL Dr. ÜBEDA PALENQUE JOSE
--	---

REFERENCIA GEODÉSICA : PROYECCIÓN UNIVERSAL TRANSVERSAL MERCATOR (UTM) ZONA18, DATUM SISTEMA GEODÉSICO MUNDIAL 1984 (WGS84)	Nº: 03	
FECHA: AGOSTO 2018	ESCALA: 1:30,000	FUENTE: INGEMMET




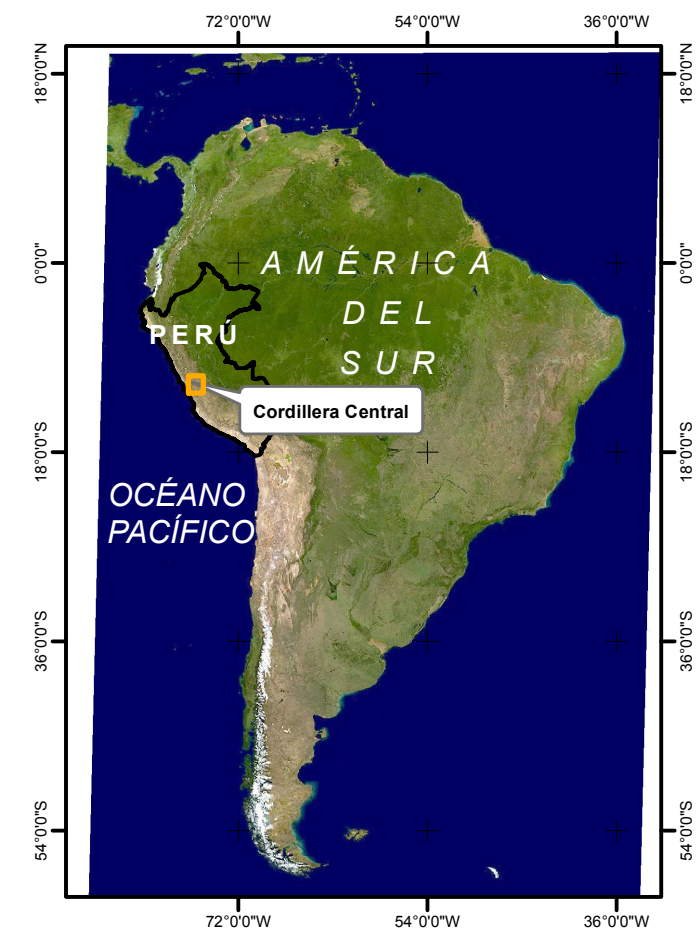
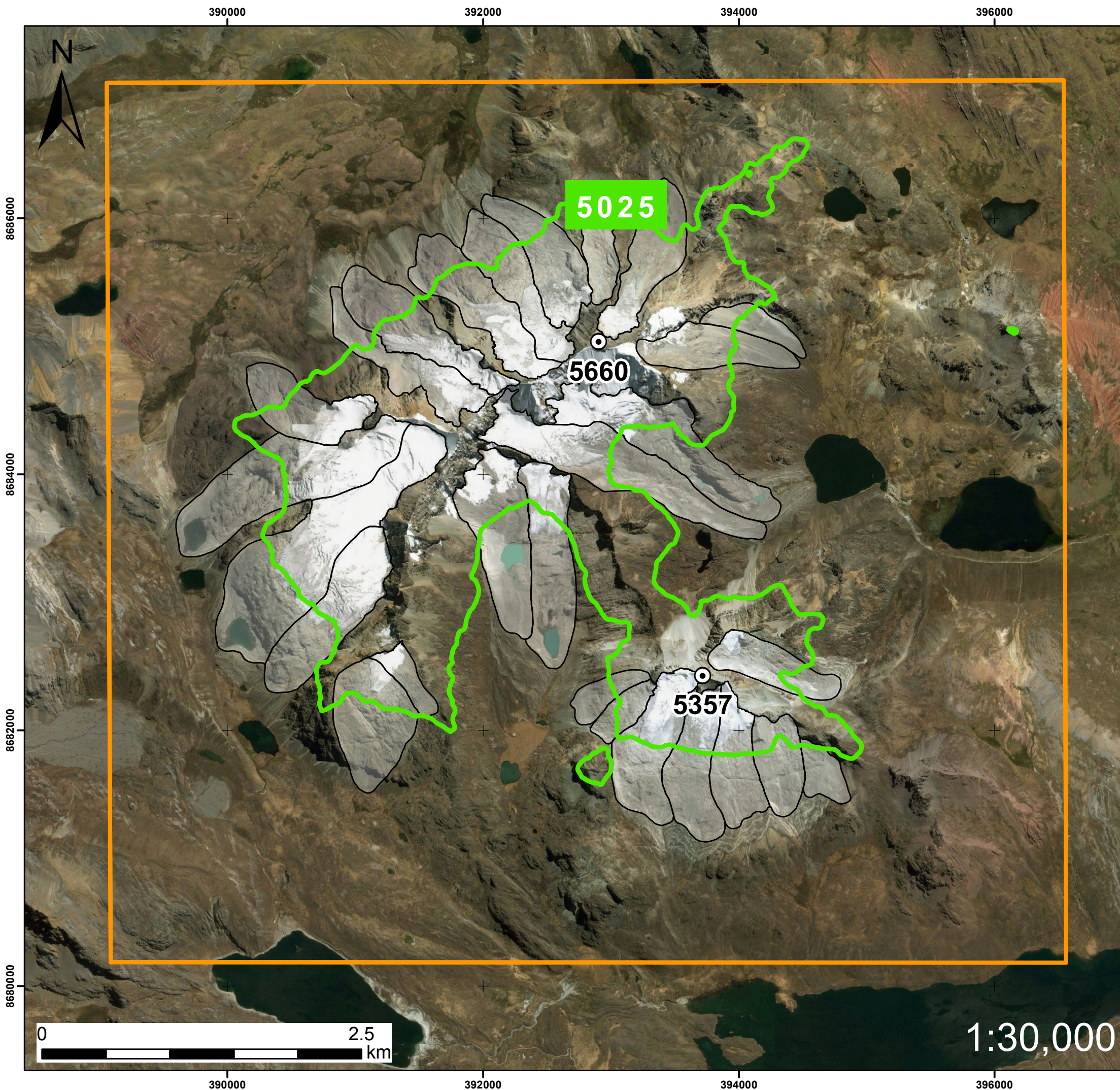
 UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS FACULTAD DE CIENCIAS SOCIALES E.P. GEOGRAFÍA	
TESIS: ANÁLISIS DEL REGISTRO GLACIAR DEL CAMBIO CLIMÁTICO DESDE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN EL NEVADO TUNSHU (11°S) CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES	
MAPA GEOMORFOLÓGICO AMBITO DEL NEVADO TUNSHU	
TESISTA: Bach. BRAVO LEYVA KATHERINE CRISTINA	ASESORES: Dr. COMECA CHUQUIPUL MIGUEL Dr. ÜBEDA PALENQUE JOSE
REFERENCIA GEODÉSICA : PROYECCIÓN UNIVERSAL TRANSVERSAL MERCATOR (UTM) ZONA18, DATUM SISTEMA GEODÉSICO MUNDIAL 1984 (WGS84)	
FECHA: AGOSTO 2018	ESCALA: 1: 30,000
FUENTE: INGEMMET	N°: 04



LEYENDA

- Cota
- ELA 2016
- Glaciares actuales
- Ambito de investigación

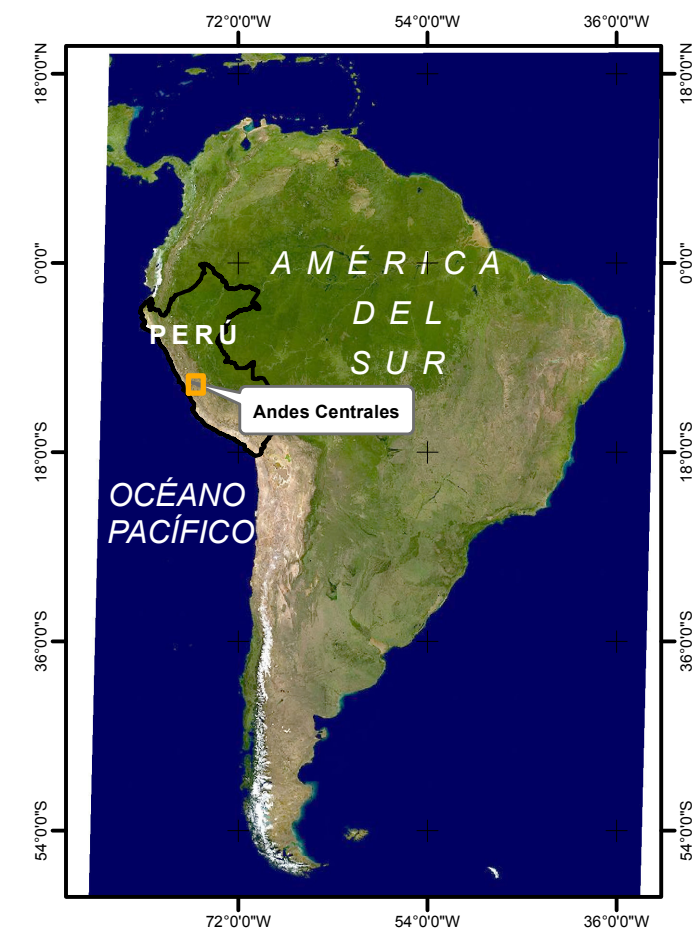
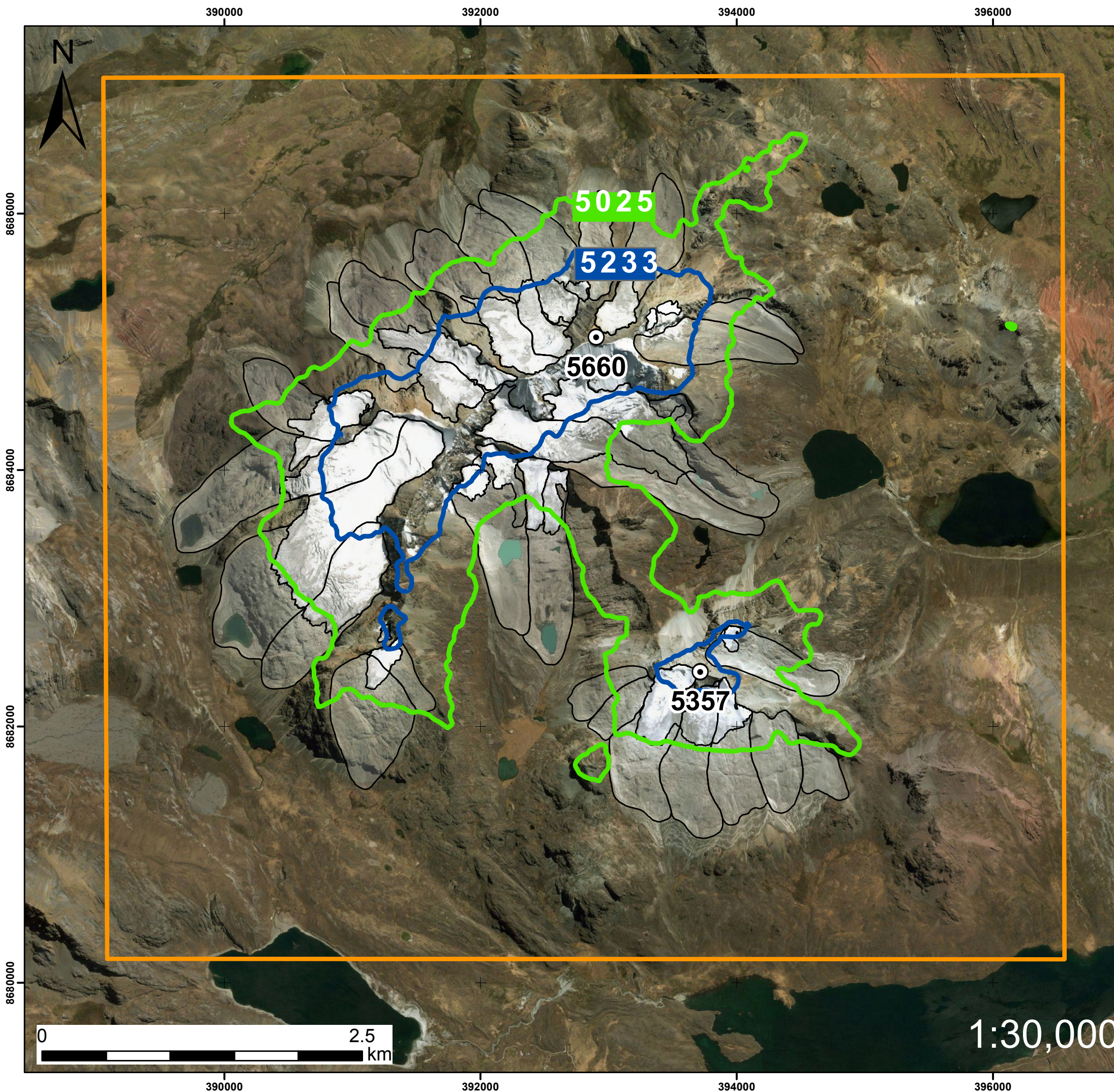
 UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS FACULTAD DE CIENCIAS SOCIALES E.P. GEOGRAFÍA			
TESIS: ANÁLISIS DEL REGISTRO GLACIAR DEL CAMBIO CLIMÁTICO DESDE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN EL NEVADO TUNSHU (11°S) CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES			
MAPA DE LA ISOLINEA REPRESENTANDO LA ELA			
TESISTA: Bach. BRAVO LEYVA KATHERINE CRISTINA		ASESORES: Dr. COMECA CHUQUIPUL MIGUEL Dr. ÜBEDA PALENQUE JOSE	
REFERENCIA GEODÉSICA : PROYECCIÓN UNIVERSAL TRANSVERSAL MERCATOR (UTM) ZONA18, DATUM SISTEMA GEODÉSICO MUNDIAL 1984 (WGS84)		N°: 05	
FECHA: AGOSTO 2018	ESCALA: 1:30,000	FUENTE: PROPIA	



LEYENDA

- ⊙ Cota
- ELA PEH
- Glaciares PEH
- Ambito de investigación

 UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS FACULTAD DE CIENCIAS SOCIALES E.P. GEOGRAFÍA			
TESIS: ANÁLISIS DEL REGISTRO GLACIAR DEL CAMBIO CLIMÁTICO DESDE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN EL NEVADO TUNSHU (11°S) CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES			
MAPA DE LA ISOLINEA REPRESENTANDO LA PALEOECLA			
TESISTA: Bach. BRAVO LEYVA KATHERINE CRISTINA		ASESORES: Dr. COMECA CHUQUIPUL MIGUEL Dr. ÜBEDA PALENQUE JOSE	
REFERENCIA GEODÉSICA : PROYECCIÓN UNIVERSAL TRANSVERSAL MERCATOR (UTM) ZONA18, DATUM SISTEMA GEODÉSICO MUNDIAL 1984 (WGS84)			Nº: 06
FECHA: AGOSTO 2018	ESCALA: 1:30,000	FUENTE: PROPIA	



LEYENDA

- Cota
- ELA 2016
- ELA PEH
- Glaciares actuales
- Glaciares PEH
- Ambito de investigación

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
FACULTAD DE CIENCIAS SOCIALES
E.P. GEOGRAFÍA

TESIS: ANÁLISIS DEL REGISTRO GLACIAR DEL CAMBIO CLIMÁTICO DESDE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN EL NEVADO TUNSHU (11°S) CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES

MAPA GEOMORFOLÓGICO REPRESENTANDO LA ELA Y PALEOELA

TESISTA: Bach. BRAVO LEYVA KATHERINE CRISTINA	ASESORES: Dr. COMECA CHUQUIPUL MIGUEL Dr. ÜBEDA PALENQUE JOSE
REFERENCIA GEODÉSICA : PROYECCIÓN UNIVERSAL TRANSVERSAL MERCATOR (UTM) ZONA18, DATUM SISTEMA GEODÉSICO MUNDIAL 1984 (WGS84)	Nº: 07
FECHA: AGOSTO 2018	ESCALA: 1:30,000
FUENTE: PROPIA	